

REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS

volume 18 número 1 março 1988



ÓRGÃO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

Publicada sob os auspícios do DNPM e FNDCT (através do CNPq-FINEP)

REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA



SEDE: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo
Caixa Postal 20897, CEP 01498, São Paulo, SP, Brasil
Fone: (011) 212-6166

EDITOR-CHEFE

Celso Dal Ré Carneiro

IPT/DMGA — Caixa Postal 7141, CEP 01000, São Paulo, SP, Brasil

EDITOR ASSOCIADO

Carlos Alberto Bistrichi

IPT/DMGA — Caixa Postal 7141, CEP 01000, São Paulo, SP, Brasil

CORPO CONSULTIVO

Abílio Carlos S.P. Bittencourt
Adelbani Braz da Silva
Aícides Nóbrega Sial
Antonio Manoel dos Santos Oliveira
Antonio Sérgio Teixeira Netto
Aroldo Misi
Augusto José Pedreira
Benedicto Waldir Ramos
Benjamin Bley de Brito Neves
Carlos Schobbenhaus
Darci Henrique Lindenmayer
Diógenes de Almeida Campos
Eduardo Antonio Ladeira
Emanuel F. Jardim de Sá
Fernando F.M. de Almeida
Hardy Jost
Igor Ivory Gil Pacca
João Henrique Grossi Sad
Joaquim Raul F. Torquato
Jorge Carlos Della Fávera
José Moacyr Vianna Coutinho
José Vicente Valarelli
Kenitiro Suguio
Marcel Auguste Dardenne
Margot Guerra Sommer
Milton Luiz L. Formoso
Paulo César Soares
Paulo Milton Barbosa Landim
Paulo Tibana
Reinhardt Adolfo Fuck
Renato Oscar Kowmann
Ronaldo Fleischer
Umberto G. Cordani
Waldir Lopes Ponçano
Waldir Renato Paradella
Yociteru Hasui

COMISSÃO DE PRODUÇÃO DA RBG

Carlos Geraldo Luz de Freitas
Delzio de Lima Machado Jr.
Eduardo Soares de Macedo
Fernando Facciolla Kertzman

Jorge Kazuo Yamamoto
José Luiz de Albuquerque Filho
Lauro Kazumi Dehira
Maria Cristina de Moraes

Mírian Cruxén B. de Oliveira
Onofre Gomes de Pinho
Oswaldo Augusto Filho
Tânia de Oliveira Braga

OBJETIVOS A Revista Brasileira de Geociências destina-se a publicar trabalhos originais e inéditos, de caráter exclusivamente científico ou técnico, referentes às Geociências, bem como comunicações curtas, resumos e comentários de artigos e livros, resumos de teses, notícias referentes a congressos, seminários ou cursos, pesquisas em andamento, etc., além de notícias dos órgãos patrocinadores da Revista, que são:

FINEP — Financiadora de Estudos e Projetos
CNPq — Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
DNPM — Departamento Nacional da Produção Mineral
SBG — Sociedade Brasileira de Geologia

EDIÇÃO A Revista Brasileira de Geociências é editada trimestralmente e seus artigos são previamente aprovados por um seletivo Corpo Consultivo. Qualquer interessado pode submeter artigos para publicação, desde que pelo menos um dos autores do trabalho seja filiado à SBG.

REMESSA A remessa por via de superfície é gratuita para associados quites com a tesouraria da SBG e entidades indicadas pelos órgãos financiadores ou inscritas no sistema de intercâmbio de publicações. As assinaturas restringem-se a pessoas ou instituições do exterior ligadas às Geociências e seu custo é igual ao de uma anuidade (US\$ 36.00). Os interessados em filiação, intercâmbio ou assinatura devem escrever diretamente à sede da Sociedade, solicitando formulários próprios. As categorias de associados são:

Efetivos membros que atuam na área de Geociências.
Colaboradores todos interessados em ramos das Geociências.
Estudantes alunos das escolas de nível universitário do País.
Coletivos órgãos governamentais, empresas, bibliotecas, escolas, dedicados ao ramo mineral e afins.
Patrocinadores mesmas entidades, interessadas em apoiar a manutenção e desenvolvimento da Sociedade.
Honorários personalidades brasileiras ou estrangeiras que hajam prestado relevantes serviços à ciência e técnica mineral.
Afiliação entidades técnico-culturais que mantenham intercâmbio com a SBG.

Para associados do Exterior interessados em receber por via aérea as publicações da SBG, existe uma sobre-taxa no valor de US\$ 15,00.

REPRESENTANTES REGIONAIS/SBG

Diretores de Publicações dos Núcleos

Teobaldo Rodrigues Oliveira	- N. Bahia
João da Rocha Hirson	- N. Brasília
Sérgio Arcoverde G. Costa	- N. Centro-Oeste
Jader Onofre de Moraes	- N. Fortaleza
Kaoru Tsubone	- N. Manaus
Lydia Maria Lobato	- N. Minas Gerais
Margareth Mascarenhas Alheiros	- N. Nordeste
Henrique Diniz F. de Almeida	- N. Norte
José Henrique Popp	- N. Paraná
Carlos Henrique Nowatski	- N. Rio Grande do Sul
Ricardo Moreira Peçanha	- N. Rio de Janeiro
Luiz Fernando Scheibe	- N. Santa Catarina
Antonio Luiz Teixeira	- N. São Paulo

PEDE-SE INTERCÂMBIO COM BIBLIOTECAS DO PAÍS E DO EXTERIOR:
WE ASK FOR EXCHANGE

Sócios Patrocinadores da SBG

Azevedo & Travassos Petróleo S/A
BP Mineração Ltda.
Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração - CBMM
Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM
Empresas Nucleares Brasileiras - NUCLEBRÁS
GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.
IBAR Nordeste S/A
Metais de Minas Gerais S/A - METAMIG
Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR
Petróleo Brasileiro S/A - PETROBRÁS
Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - PRÓ-MINÉRIO
Rio Doce Geologia e Mineração S/A - DOCEGEO

Sociedade Brasileira de Geologia — Biênio 87/89

Diretoria Executiva

Presidente: Elmer Prata Salomão
Vice-Presidente: Guilherme de Oliveira Estrella
Diretor-Secretário: Celso Pinto Ferraz
Diretor-Tesoureiro: Caetano Juliano
Diretora de Publicações: Zuleika Carreta Corrêa da Silva
Diretor-Suplente: Roberto Dall'Agnol
Diretor-Suplente: João de Castro Mascarenhas

Conselho Fiscal

Onildo João Marini
José Caruso Moresco Danni
Arnaldo de Carvalho Gramani

Conselho Diretor

Adilson Marcondes
Admar Barcellos da Silva
Antonio Carlos Pedrosa Soares
Benedito Humberto Rodrigues Francisco
Caetano Juliano
Carlos Alberto da Silva
Celso Pinto Ferraz
Cícero Alvez Ferreira
Claret Rodrigues da Cunha
Cláudio Riccomini
Elmer Prata Salomão
Eduardo Camozzato
Francisco Celso Ponte

Comissão de Publicações

Zuleika Carreta Corrêa da Silva
Antonio Luiz Teixeira
Bernardino Ribeiro de Figueiredo
Celso Dal Ré Carneiro
Mírian Cazzulo Klepzig
Frederico Pereira Laier
Gerônimo Albuquerque Rocha
Guilherme de Oliveira Estrella
João de Aquino Limaverde
João de Castro Mascarenhas
João da Rocha Hirson
Luiz Carlos da Silva
Manuel Lamartim Montes
Nelson Angeli
Nelson Bueno de Carvalho
Paulo César Soares
Roberto Dall'Agnol
Zuleika Carreta Corrêa da Silva

APRESENTAÇÃO

O ritmo da pesquisa geológica no país tem variado ao sabor das imposições e oscilações conjunturais. Mesmo assim, tem sido grande sua vitalidade, notadamente na prospecção de combustíveis fósseis e na resposta quase direta aos programas, privados ou estatais, de prospecção mineral. Nesses campos, do suprimento das matérias primas minerais ou energéticas, o papel das Geociências tem sido generalizadamente reconhecido, embora não devidamente valorizado. Talvez por igual motivo, tem existido pouca divulgação sobre outras importantes contribuições das Geociências à melhoria de qualidade de vida da população. O papel vital do geólogo na busca de água subterrânea para abastecimento humano e industrial e na compreensão da dinâmica dos processos naturais, para citar exemplos comuns, em geral só é lembrado em momentos críticos. Há situações lamentáveis, como a dos escorregamentos e inundações que se abateram sobre Cubatão, Petrópolis, Rio de Janeiro, Ubatuba e Estado do Acre em fevereiro deste ano. Em vários desses casos persiste a sombria constatação de que se deixou de praticar a maioria das recomendações técnicas e pareceres voltados ao uso e ocupação do solo.

A questão central sobre aplicação das ciências geológicas coloca-se freqüentemente em primeiro plano, pois são evidentes os compromissos do profissional, do pesquisador, do professor e do cientista com o tecido social de que fazem parte. Não obstante, a pesquisa geológica básica tem se mantido vigorosa, quase que à revelia de grandes investimentos governamentais em programas de mapeamento geológico ou de estudo das peculiaridades geológicas de nosso território. As agências de financiamento e fomento à pesquisa têm sido servíveis a essas necessidades de pesquisa. Estes são, por si, aspectos positivos.

Há no entanto uma enorme distância a ser percorrida entre a produção geocientífica brasileira e as necessidades reais da sociedade. Os exemplos de outros países são claríssimos. Não há, contudo, porque copiar necessariamente outros modelos. O país possui massa crítica e capacitação para desenvolver um projeto próprio e abrangente. Basta haver vontade e recursos.

O PAPEL DA RBG

A RBG vem, esses anos todos, mostrando os resultados do progresso gradual da pesquisa geocientífica no Brasil. A preocupação editorial maior é hoje a garantia de uma comunicação direta e eficiente. Vamos rever alguns passos que estão sendo dados nesse sentido e as metas planejadas:

1. *Seções*: As várias seções permanentes da Revista buscam oferecer serviços mais completos ao leitor. Talvez a mais bem sucedida delas tenha sido a de "Resumos de Teses", que ultrapassa nesta edição a cifra de duas centenas de obras divulgadas. As demais seções têm obtido fraca resposta, ainda que isso esteja sendo lembrado a cada "apresentação" de novo volume da RBG.

2. *Debates*: O debate responsável e conseqüente tem sido incentivado. É forçoso reconhecer que o ingresso desse tipo de matérias, notícias, resenhas ou mesmo notas técnicas tem sido prejudicado pelo atraso das edições, a ser corrigido em 1988.

Em outras palavras, brevemente o descompasso entre data de capa e mês de distribuição deixará de ser um obstáculo para os leitores remeterem suas contribuições.

3. *Articulação RBG-Congressos*: Uma iniciativa cujo potencial só o tempo permitirá avaliar é o recente acordo com a Comissão Organizadora do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia e o 7º Congresso Latino-Americano de Geologia (a serem realizados em Belém, PA, no próximo mês de novem-

bro) para permitir que artigos aceitos para publicação pela RBG no volume 18 sejam aceitos também para a apresentação oral durante os eventos. As regras sobre o assunto já foram divulgadas. Pode-se prever que, dos artigos que normalmente sairiam nos Anais, uma parcela razoável obtenha divulgação mais ampla. Para os próximos anos, pensa-se introduzir o mesmo tipo de esquema junto aos simpósios regionais e futuros congressos.

4. *Diversificação de áreas cobertas*: No ano anterior foi pequeno o progresso na diversificação de áreas de conhecimentos cobertas, uma das metas pelas quais lutamos. São raros os trabalhos sobre Geologia e Meio Ambiente, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia, Engenharia de Minas ou Geomatemática. O convite aos autores é, mais uma vez, renovado.

5. *Seção de Informática*: Com o intuito de acompanhar as tendências de trabalho profissional, a RBG está planejando, para introduzir ainda no volume 18, uma seção de informática denominada "GEOBITS", que se destinará a divulgar o potencial da formidável ferramenta de trabalho em que se converteram os recursos computacionais, especialmente os microcomputadores. Qualquer sugestão ou contribuição nesse sentido será bem recebida.

6. *Avaliação prévia*: A própria atividade de pesquisa é valorizada pela sua divulgação das páginas de um periódico como a RBG. O ato de selecionar contribuições oferece uma enorme possibilidade de interação entre avaliadores e avaliados, sempre buscando melhorar a dinâmica da comunicação. É bom lembrar que muitas vezes os papéis se invertem: os avaliadores têm seus trabalhos avaliados por outros e assim por diante. Os resultados são igualmente positivos.

7. *Educação e cursos de aperfeiçoamento*: Em que medida interessa aos leitores brasileiros conhecer a realidade dos cursos de graduação e as oportunidades que se acham abertas em termos de pós-graduação e especialização? Para abrir espaço para esse tema de divulgar melhor os cursos existentes, foi criada a seção "panorama". O ponto de partida foi um questionário dirigido aos cursos de pós-graduação em Geociências. Um retrato completo dos dados que estão sendo (lentamente...) coletados sairá em breve, dentro da nova seção.

Em resumo, a *Rev. Bras. Geoc.* tem procurado preservar o padrão de qualidade editorial que a define, mas isso é insuficiente. É preciso melhorar a dinâmica da comunicação. Todas as inovações introduzidas e planejadas perseguem esses objetivos. Para reforçar esses pontos, convém eliminar dois equívocos comuns:

● *áreas temáticas cobertas*: muitos colegas têm reclamado de uma certa especialização ou restrição do periódico a certas áreas. O item (4) acima diz o contrário. A melhor forma de saber se um determinado trabalho cobre área de interesse da RBG é submetê-lo do modo mais construtivo possível. As cartas que têm sido recebidas de autores permitem asseverar isso.

● *prazos entre recebimento e publicação*: embora exista, na prática, uma regra de que todo trabalho recebido pela RBG retorne ao autor (para pequenos ajustes ou grandes modificações), o prazo médio de publicação tem sido da ordem de 6 a 8 meses. Mesmo a alentada edição do ISGAM envolveu um prazo pouco superior a um ano. Para conferir, basta observar as datas impressas em cada artigo.

DIVULGAÇÃO CIENTÍFICA

A SBG não dispõe de um veículo de divulgação científica, capaz de disseminar informações e conceitos para a população em geral. A Revista *Ciência Hoje*, editada pela SBPC,

cobre com grande eficiência esse universo. No entanto, têm sido poucas as edições que veiculam matérias sobre as Ciências da Terra. Encorajamos os colegas a enviar suas contribuições; oferecemo-nos, inclusive, a intermediar a oferta de matérias. Afinal, com uma tiragem de 90.000 exemplares, e em vias de ver nascer uma co-irmã argentina (*Ciência Hoy*), o projeto Ciência Hoje mostrou que veio para crescer.

O PAPEL DA SBG

Têm sido preocupações permanentes de nossos colegas: a) disseminação dos conhecimentos geológicos na população; b) a elevação do nível de ensino superior; c) a garantia de relevante nesse sentido. Oferecer melhores serviços, abrir es-

vimento tecnológico. Trata-se de condições impulsionadoras do progresso das Geociências no país.

Um veículo de comunicação científica, como espelho que é do seu específico cenário social, pode colaborar de modo relevante nesse sentido. Oferecer melhores serviços, abrir espaços de comunicação e valorizar a produção geocientífica nacional são os meios de que a RBG dispõe para tal colaboração. E que, necessariamente, só pode ser reflexo da própria resposta dos membros da comunidade envolvida.

Celso Dal Ré Carneiro
Editor-Chefe

A Revista Brasileira de Geociências está incluída em:
This Journal is listed in:

- Ulbrich's Index.
- Pascal Geod/NRS-BRGM.
- Bibliography and Index of Geology/AGI.
- Sumários Correntes Brasileiros/IBICT.

FICHA CATALOGRÁFICA

REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, v. 1, n. 1, 1971 -
1971 -

Trimestral

Título anterior: v. 1-19, 1952-1970, Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia.

Periodicidade até 1954: anual; de 1955 até 1962: semestral; 1963 a 1965: anual; 1966: trimestral; 1967: semestral; 1968 até 1970: anual.

1. Geociências - Periódicos - Brasil. I. Sociedade Brasileira de Geologia.

São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia,

ISSN 0375 7335

REPRESENTAÇÕES GRÁFICAS ESPACIAIS EM GEOCIÊNCIAS AUXILIADAS POR COMPUTADOR*

JORGE KAZUO YAMAMOTO**

ABSTRACT This paper presents a revision of the current methodology for computer aided graphical displaying of geological data. The main techniques and mathematical concepts of computer graphics, i.e., interpolation, determination of convex hull, determination of the position of a point relative to convex hull, automatic contouring, and hidden line elimination are presented and discussed. Applications over real topographical and chemical data from the Anitápolis Alkaline Complex, State of Santa Catarina, are also discussed.

INTRODUÇÃO A interpretação de resultados obtidos em pesquisas geológicas é feita geralmente sobre perfis, plantas, mapas e blocos-diagramas. Essas formas de representação gráfica de dados geológicos permitem sempre o estudo das variações e/ou inter-relações espaciais dos parâmetros investigados.

Nessas figuras podem-se representar tanto informações qualitativas como quantitativas. Quando os dados forem de natureza qualitativa, isto é, resultados de observações geológicas, utiliza-se uma simbologia adequada para representá-los. Quando quantitativos, resultados de medidas e/ou análises como dados estruturais, geoquímicos, geofísicos, sedimentológicos, entre outros, podem ser representados sob as mais diversas formas gráficas, entre as quais a mais comum é pelas curvas de isovalores em mapas de contorno. Além dos mapas de contorno, os dados numéricos podem ser representados em blocos-diagramas, plantas e perfis. Essas representações gráficas podem ser programadas e obtidas no computador com grandes vantagens, tais como: rapidez, precisão e versatilidade. Entretanto, segundo Pettinati (1983), no Brasil ainda não é usual a utilização de computadores para esse fim pela existência de mão-de-obra razoavelmente capacitada e de custo não muito elevado para processamento manual, pela escassez de equipamentos específicos para a produção de desenhos diretamente pelo computador, bem como pela indisponibilidade de programas e sistemas adequados às necessidades das empresas usuárias. Entre os fatores citados por aquele autor, acredita-se que, atualmente, ao menos em Geologia, somente o último tende a limitar a aplicação da computação gráfica para a produção automática de desenhos.

Os programas de computação hoje disponíveis comercialmente para fins gráficos, além de serem relativamente antigos, com Symap (Dougenick & Sheeham 1975) e Sur-

II (Sampson 1975), geralmente não proporcionam resultados satisfatórios a seus usuários pela falta de controle sobre os mesmos. Por exemplo, o programa Surface II, apresenta sérios problemas, entre os quais o principal é a intersecção das curvas de contorno, quando estas são suavizadas. Além disso, sua execução em computadores com memória virtual (atualmente a maioria) é muito demorada em razão da ineficiente estrutura de overlay do programa, justamente planejada para ocupar o menor espaço de memória durante sua execução, pois os computadores disponíveis na época não apresentavam memória suficiente para comportar todo o programa de uma única vez. Por outro lado, além da indisponibilidade de programas para fins gráficos em Geologia, há também a falta de conhecimento, pelo geólogo, das técnicas e dos

conceitos matemáticos de computação gráfica necessários ao desenvolvimento de programas de computação segundo suas necessidades específicas.

Este trabalho tem por objetivo apresentar uma revisão da metodologia utilizada na obtenção automática de representações gráficas espaciais em geociências, bem como propor algumas técnicas alternativas à metodologia corrente, de acordo com os resultados apresentados na dissertação de Mestrado do autor. (Yamamoto 1986).

A interpolação é, sem dúvida, a fase de maior importância na obtenção de representações gráficas em computador, seja ela empregada para regularizar uma malha de amostragem irregular como também para enriquecer uma malha originalmente regular para traçado suave das curvas de contorno. Assim, dada a importância da interpolação em procedimentos gráficos, deu-se bastante ênfase na apresentação e na discussão dos principais métodos existentes em Geologia.

A aplicação das principais formas de representação gráfica espacial será exemplificada com dados de topografia da região e também com os dados de análises químicas de elementos maiores das rochas do Complexo Alcalino de Anitápolis (SC). Com os primeiros, pretende-se exemplificar a obtenção de mapas de contorno e blocos-diagramas, que são as formas de representação gráfica quantitativa e qualitativa, respectivamente, mais utilizadas para dados distribuídos em área. Os dados de análises químicas serão utilizados no mapeamento tridimensional da jazida, isto é, a representação gráfica da variação espacial ao longo da mesma, por meio de perfis e plantas.

MÉTODOS As representações gráficas espaciais mais comuns podem ser obtidas conforme o fluxo de processamentos apresentado na figura 1.

Esse fluxograma foi idealizado para desenho automático das figuras espaciais a partir de uma malha regular de dados, seja ela bi ou tridimensional. Essa decisão foi tomada após uma pesquisa bibliográfica que apontou o desenho automático a partir de malhas regulares como o mais indicado para a obtenção de um melhor produto final, em termos estéticos bem como as facilidades computacionais advindas da utilização das mesmas. Dificilmente, porém, as investigações em geociências resultam em dados distribuídos sobre uma malha regular, e, sim, distribuídos irregularmente na região pesquisada devido, principalmente, a problemas de vias de acesso. Uma exceção seria, por exemplo, uma campanha de sondagens planejada sobre uma malha regular; entretanto, o detalhamento de algumas

* Artigo de reunião e síntese sobre o tema

** Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, Cidade Universitária, Caixa Postal 7141, CEP 01.000, São Paulo, SP, Brasil

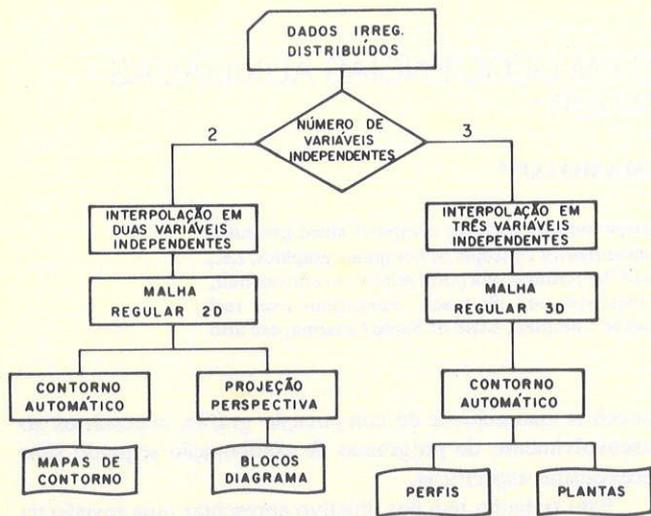


Figura 1 - Fluxo de processamentos para a obtenção de representações gráficas espaciais em Geociências

zonas anômalas numa fase posterior da pesquisa mineral tornaria a malha original irregular. Portanto, pode-se generalizar que será sempre necessário obter-se uma malha regular a partir dos dados originalmente distribuídos sobre uma malha irregular. A regularização dos dados é feita pela interpolação, que é uma técnica de ajuste de uma função matemática aos dados originais para cálculo de valores em pontos não amostrados ou desconhecidos.

O contorno automático é a fase seguinte à da interpolação e permite obter automaticamente mapas de contorno, perfis e plantas em traçadores digitais (*plotters*), a partir das informações contidas nas células da malha regular.

Os dados da malha regular podem ser projetados em perspectiva, permitindo, assim, visualizá-los em três dimensões. Nesta fase obtêm-se blocos-diagramas, que permitem o estudo das inter-relações espaciais dos parâmetros geológicos.

A notação a ser utilizada para designar as variáveis é a seguinte:

X é a variável independente que representa a coordenada leste-oeste;

Y é a variável independente que representa a coordenada norte-sul;

Z é a variável independente que representa a cota; e

F é a variável dependente (pode representar, por exemplo, dados sedimentológicos, geoquímicos, geofísicos etc.).

A origem do sistema de coordenadas é o canto inferior esquerdo, conforme mostra a figura 2.

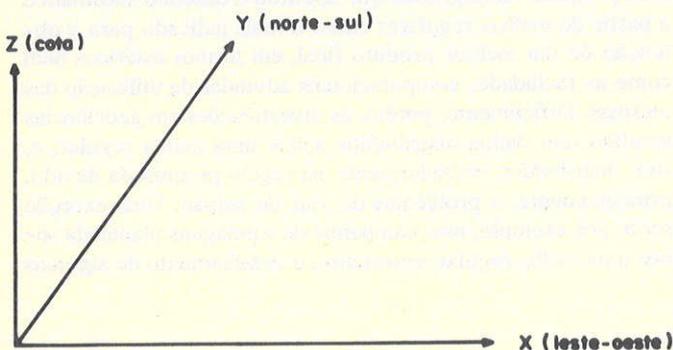


Figura 2 - Sistema de coordenadas geográficas

O primeiro passo na obtenção de representações gráficas espaciais auxiliadas por computador é a definição da geometria da malha regular que é superposta aos pontos de dados amostrados. Sendo esta regular, basta definir a origem, a abertura em cada uma das direções (variáveis independentes) bem como o número de nós nas mesmas. O problema resume-se basicamente na definição da abertura a ser utilizada para cada uma das direções, que pode ser feita tanto empiricamente pelo pesquisador, como numericamente a partir das informações dos pontos de dados.

Esta última maneira apresenta pelo menos dois métodos para cálculo da abertura.

O primeiro deles é baseado no conceito da distância média, calculada, de acordo com IBM (1965), pela equação (1) a seguir:

$$DMED = [(XMAX - XMIN) * (YMAX - YMIN)/N]^{1/2} \quad (1)$$

em que: DMED é a distância média

XMAX é a coordenada leste-oeste máxima

XMIN é a coordenada leste-oeste mínima

YMAX é a coordenada norte-sul máxima

YMIN é a coordenada norte-sul mínima

N é o número total de pontos de dados

Assim, as aberturas da malha nas direções X e Y, respectivamente DX e DY, são tal que satisfazem à seguinte inequação (2):

$$DMED/4 \leq DX \text{ e } DY \leq DMED/2 \quad (2)$$

O último método baseia-se no conceito geoestatístico da zona de influência (Journel & Huijbregts (1978) definida sobre o semivariograma dos pontos de dados calculado na direção de interesse. As aberturas DX e DY da malha regular são então definidas pelas amplitudes determinadas da interpretação dos variogramas calculados, respectivamente nas direções X e Y.

A definição da área de interesse é de importância fundamental para a utilização correta e confiável das interpolações, pois estas só são válidas dentro do domínio dos pontos de dados amostrados.

A esta área de interesse denomina-se fronteira convexa. Segundo Eddy (1977), a fronteira convexa de um conjunto planar é o polígono convexo de área mínima que engloba o conjunto planar.

Entre os diversos métodos de determinação de fronteiras convexas existentes, Graham (1972), Jarvis (1973), Eddy (1977), Bykat (1978), Green & Silverman (1979), McCallum & Avis (1979) e Preparata (1979), entre outros, adotou-se o proposto por Eddy (1977). Segundo esse método, define-se uma linha de partição inicial que une dois pontos quaisquer; por simplicidade, escolhem-se os pontos em coordenadas X mínima e máxima. Excluem-se esses dois pontos, que já pertencem à fronteira convexa, do conjunto planar original e procede-se à partição. Dessa partição têm-se dois subconjuntos de pontos, denominados, respectivamente, *abaixo* e *acima* da linha de partição. Em cada um desses subconjuntos determina-se o ponto mais distante da linha de partição; se existirem pontos dentro dos mesmos, os dois pontos encontrados pertencem à fronteira convexa.

Toma-se o primeiro ponto da linha inicial juntamente com um dos novos pontos da fronteira convexa que irão definir uma nova linha e procede-se à nova partição, obtendo-se dois outros subconjuntos e, conseqüentemente, se existirem pontos dentro desses subconjuntos determinam-se dois novos

pontos da fronteira convexa. E assim, sucessivamente, o procedimento da partição é repetido até que não existam pontos para serem processados. No final desse processo têm-se identificados os pontos que são os vértices do polígono convexo procurado.

Dessa forma pode-se encontrar a fronteira convexa de um conjunto planar de dados em duas variáveis independentes. Resta agora definir a fronteira convexa para dados distribuídos em três variáveis independentes. Tendo em vista que a extensão do método descrito para três variáveis independentes tornaria o procedimento adotado bastante complicado, optou-se por utilizar do mesmo algoritmo de forma iterativa, processando cada nível da matriz 3D como um conjunto planar independente até completar todos os níveis da mesma. Adotou-se essa solução para a determinação da fronteira convexa de conjuntos de dados em três variáveis independentes, uma vez que se mostrou satisfatória para os fins do presente trabalho.

Tendo sido definida a fronteira convexa dos dados, é preciso saber se um determinado ponto, e.g. nó da malha regular, está dentro ou fora da mesma. Na literatura pesquisada, foram encontrados dois algoritmos que determinam a posição de um ponto em relação a um polígono. O primeiro desses foi apresentado por Hall (1975) e se baseia na soma dos ângulos formados entre o ponto dado e todos os vértices do polígono. Se esta soma for $\pm 360^\circ$, o ponto estará dentro; se a soma for 0° , então o ponto estará fora.

O outro algoritmo proposto por Anderson (1976) conta o número de intersecções da reta, que é traçada à direita do ponto e paralela ao eixo de coordenadas X com os lados do polígono. Se existir um número par de intersecções, o ponto estará fora.

Esses dois algoritmos foram testados e verificou-se que o primeiro é sempre mais preciso e confiável em relação ao último. O algoritmo de Anderson apresenta falhas, principalmente quando o ponto coincide com um dos vértices do polígono dado. Assim, no presente trabalho, adotou-se o algoritmo de Hall (1975) para a determinação da posição relativa de um ponto com a área de interesse.

Interpolação A interpolação é feita para se determinar os valores da variável dependente sobre os nós de uma malha regular, a partir dos dados observados, que, em geral, estão irregularmente distribuídos. Nesse sentido, a interpolação é efetuada para regularizar a malha de pontos, pois a distribuição inicial era irregular. A interpolação pode também ser utilizada para enriquecer a malha original, caso os dados já estejam regularmente distribuídos, interpolando-se os valores intermediários à amostragem inicial para melhorar o traçado das curvas de contorno. Neste caso, o problema da interpolação torna-se simples e, geralmente, é resolvido utilizando-se das funções *splines* bicúbicas (IMSL 1982) ou, então funções baseadas nas estimativas das derivadas parciais sobre os nós da malha regular (Akima 1974).

Utiliza-se aqui o termo interpolação tanto para definir o processo pelo qual é determinado o valor de uma função (determinística) dentro do domínio dos pontos de dados desta bem como para se estimar o valor de uma função aleatória dentro ou fora do domínio dos pontos de dados amostrados.

Uma outra definição importante está relacionada com a dimensionalidade do problema e o número de variáveis independentes. Assim, uma função em duas variáveis independentes tem sua representação geométrica no espaço tridimensional R3, enquanto uma função definida em três variáveis independentes é representada geometricamente no espaço qua-

dridimensional R4. Dessa forma uma superfície tridimensional representada no espaço R3 é interpolada usando funções de duas variáveis independentes e uma superfície quadridimensional é interpolada com funções de três variáveis independentes.

O problema da interpolação para a construção de superfícies suaves, partir dos pontos de dados dispersos, é encontrado frequentemente em muitas áreas de aplicações científicas, tais como Meteorologia, Geografia, Geologia e Engenharia (Franke & Nielson 1980).

As funções de interpolação podem ser subdivididas em duas classes (Harbaugh *et al.* 1977), Moore 1977, Akima 1978, Howarth 1983): funções globais e funções locais.

As funções globais aproximam de uma única vez todos os dados do mapa, permitindo-se interpolar o valor da função em qualquer ponto dentro do domínio dos pontos originais de dados. Segundo Franke (1982), a função global é dependente de todos os pontos de dados e a adição ou a retirada de um ponto de dado ou a mudança de uma das coordenadas de um ponto de dado irá propagar através do domínio de definição da função.

Já as funções locais são definidas para pequenas porções do mapa e assim, sucessivamente, até cobrir toda a área do mapa. Conforme Franke (1982), a alteração de um ponto de dado irá afetar somente os pontos próximos do mesmo dentro de alguma dada distância.

Muitas vezes os métodos locais envolvem o uso de métodos globais sobre pequenas porções, que são então compostas para se obter um interpolante global definido sobre suportes locais (Franke 1982).

Cada uma dessas funções de interpolação pode ser subdividida em interpoladores exatos e aproximados. Diz-se que a interpolação é exata quando o resíduo (diferença entre o valor computado pela função de interpolação e o valor observado) é nulo, e aproximada quando há resíduo.

A escolha do tipo de interpolador depende principalmente da natureza dos dados bem como do tipo de mapa que se deseja obter. Assim, se os dados coletados estão com algum tipo de erro, tanto de localização no campo como de medida do parâmetro, é desejável utilizar-se de interpoladores aproximados que, ao promover uma suavização nos dados, pode minimizar tais erros. Por outro lado, se os dados coletados estiverem livres de erros ou seguirem o comportamento de uma função determinística e se o mapa de contorno for utilizado para cálculos (por exemplo: áreas e volumes) mais precisos, devem-se utilizar os interpoladores exatos.

A malha regular a duas dimensões é obtida por interpolação de dados distribuídos em área enquanto a malha regular a três dimensões é obtida a partir da interpolação de dados distribuídos no espaço. A malha regular a três dimensões é composta por uma série de outras a duas dimensões, dispostas vertical (perfis) ou horizontalmente (plantas), ou segundo as duas. Então a interpolação dessas malhas regulares bidimensionais, segundo direções e níveis pré-especificados (perfis e plantas), é feita considerando-se não só os dados que caem sobre os planos das mesmas mas também os dados que caem dentro de uma zona de influência em torno desses planos. Assim, as funções de interpolação devem considerar a terceira variável independente (geralmente a cota) para o cálculo de plantas e/ou perfis que compõem a malha regular tridimensional.

Teoricamente, todas as funções a duas variáveis independentes seriam casos particulares das mesmas a três, com uma delas ausente como, por exemplo, um polinômio que pode ser

definido a uma, duas e três variáveis independentes, conforme as equações abaixo:

$$F = a + bX \quad (3)$$

$$F = a + bX + cY \quad (4)$$

$$F = a + bX + cY + dZ \quad (5)$$

A equação (3) representa uma reta no plano, a equação (4), uma superfície plana em área, enquanto a (5), uma hiper-superfície no espaço. Pode-se mostrar, porém, uma única fórmula que represente as três equações:

$$F = \sum_{i=0}^m \sum_{j=0}^{m-i} \sum_{k=0}^{m-i-j} c_{ijk} \cdot X^i \cdot Y^j \cdot Z^k \quad (6)$$

Por exemplo, para o caso de uma reta no plano, tem-se:

$$F = c_{000}X^0Y^0Z^0 + c_{100}X^1Y^0Z^0 \quad (7)$$

ou

$$F = c_0 + c_1X \quad (8)$$

que é exatamente o polinômio da equação (3).

Como será demonstrado a seguir, quase todas as funções de interpolação em duas variáveis independentes permitem a expansão para o caso a três variáveis independentes, excetuando-se aquelas funções de interpolação que usam redes triangularizadas de dados (Akima 1978, Pettinati 1983), em que a inclusão de mais uma variável independente tornaria o processo extremamente complexo e computacionalmente caro, pois a triangulação no plano já é um procedimento complexo e bastante demorado em termos de tempo de computação.

Neste item pretende-se expor os principais métodos atualmente empregados na interpolação de malhas regulares.

A descrição desses métodos será feita sobre funções de duas variáveis independentes tendo em vista que quase todos os métodos aqui descritos permitem expansão para três variáveis independentes acrescentando-se o termo correspondente à terceira variável.

FUNÇÕES GLOBAIS

Funções polinomiais As funções polinomiais podem descrever aproximadamente o comportamento de uma superfície qualquer, seja ela topográfica, geológica, geofísica etc.

Inicialmente, os polinômios bivariados foram utilizados em Geologia para ajuste de superfícies de tendência. Nesse sentido, os polinômios utilizados são de baixo grau (geralmente 1 a 8) e servem para estudo da tendência de variação regional de um determinado parâmetro geológico. Assim, para estudos de tendência de variação, o ajuste de superfícies polinomiais pode ser entendido como uma regressão linear múltipla de uma variável dependente em função de duas variáveis independentes.

Polinômios bivariados de alto grau (maiores de 10) podem ser utilizados seja para descrever superfícies mais complexas, seja para produzir ajustes mais refinados de uma superfície. Teoricamente, é possível proceder-se ao ajuste de superfícies de graus sucessivamente elevados desde que o número de coeficientes do polinômio seja menor ou igual ao número de pontos de dados. A figura 3 mostra um exemplo de como o aumento do grau do polinômio melhora o ajuste à superfície original de dados.

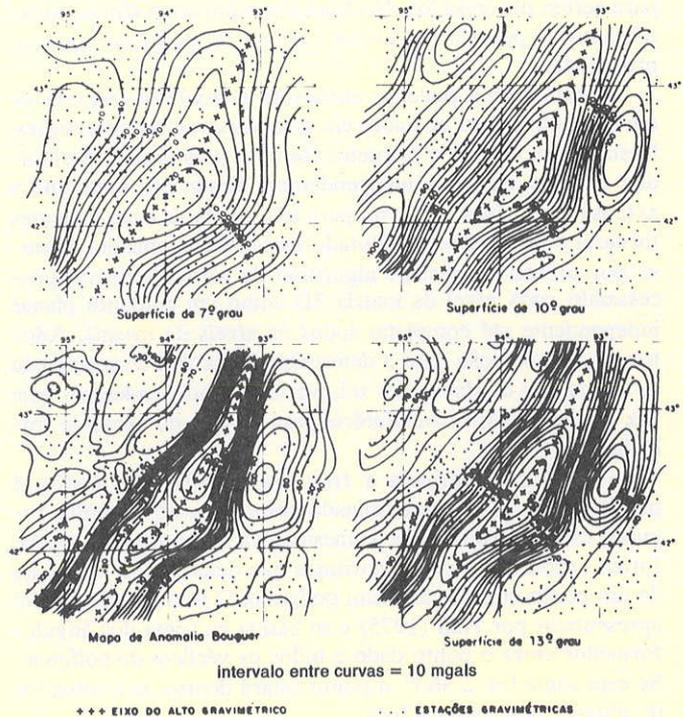


Figura 3 - Mapa de anomalia Bouguer e três superfícies polinomiais de alto grau (Coons et al. 1967, apud Dobrin 1981)

A fórmula geral de um polinômio bivariado de grau m é:

$$F = \sum_{i=0}^m \sum_{j=0}^{m-i} c_{ij} \cdot X^i \cdot Y^j \quad (9)$$

em que: F é a variável dependente
 m é o grau do polinômio
 c_{ij} são os coeficientes do polinômio
 Y é a coordenada norte-sul
 X é a coordenada leste-oeste

O número de coeficientes de um polinômio bivariado de grau m é dado por:

$$nc = (m+1) \cdot (m+2) / 2 \quad (10)$$

em que: nc é o número de coeficientes
 m é o grau do polinômio

Por exemplo, um polinômio de grau 2, a partir da expansão da equação (9), tem a seguinte forma:

$$F = c_{00} + c_{01}Y + c_{02}Y^2 + c_{10}X + c_{11}XY + c_{20}X^2 \quad (11)$$

Agrupando-se os termos do mesmo grau obtém-se:

$$F = c_{00} + c_{10}X + c_{01}Y + c_{20}X^2 + c_{11}XY + c_{20}Y^2 \quad (12)$$

que é a forma mais usual de representação porque dá idéia melhor da expansão dos termos de graus mais baixos para obtenção dos termos de graus mais elevados.

Os coeficientes de um polinômio são determinados pela resolução de um sistema de equações lineares, que satisfaz o

critério dos mínimos quadrados, ou seja, o polinômio ajustado será tal que a somatória das diferenças ao quadrado entre os valores computados e os valores observados será a mínima possível. Por isso as superfícies polinomiais são também chamadas de *superfícies dos mínimos quadrados*.

O sistema de equações lineares, ou também sistema normal de equações, para o cálculo do polinômio da equação (12) tem a seguinte forma matricial:

$$\begin{bmatrix} n & \sum X & \sum Y & \sum X^2 & \sum XY & \sum XY \\ \sum X & \sum X^2 & \sum XY & \sum X^3 & \sum X^2Y & \sum XY^2 \\ \sum Y & \sum XY & \sum Y^2 & \sum X^2Y & \sum XY^2 & \sum Y^3 \\ \sum X^2 & \sum X^3 & \sum X^2Y & \sum X^4 & \sum X^3Y & \sum X^2Y^2 \\ \sum XY & \sum X^2Y & \sum XY^2 & \sum X^3Y & \sum X^2Y^2 & \sum XY^3 \\ \sum Y^2 & \sum XY^2 & \sum Y^3 & \sum X^2Y^2 & \sum XY^3 & \sum Y^4 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} c_{00} \\ c_{10} \\ c_{01} \\ c_{20} \\ c_{11} \\ c_{02} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum F \\ \sum FX \\ \sum FY \\ \sum FX^2 \\ \sum FXY \\ \sum FY^2 \end{bmatrix} \quad (13)$$

A matriz à esquerda da equação (13) é chamada matriz dos produtos escalares e o vetor que a multiplica é o vetor dos coeficientes.

O vetor C, vetor dos coeficientes, é a única incógnita desse sistema e pode ser obtido a partir da resolução do mesmo, por exemplo, pelo método de eliminação de Gauss (Dorn & McCracken 1978). O cálculo do vetor C que determina a forma do polinômio, pela equação (13), ilustra como a retirada ou a adição de um único dado irá propagar-se por todo o sistema, como citou Franke (1982).

O ajuste de superfícies polinomiais de baixo grau, para estudos de tendência de variação, é conhecido em Geologia como análise de superfícies de tendência. Esta análise, no sentido clássico, pressupõe o ajuste de polinômios da forma da equação (9), considerando todos os termos da mesma. Entretanto, segundo Giannini & Fernandes (1984), muitas das variáveis independentes, termos polinomiais em X e Y, podem ser mais correlacionáveis entre si que entre as mesmas e a variável dependente. Isso permitiria a eliminação de alguns termos polinomiais já que poderiam ser expressos como combinações lineares de outros. Giannini & Fernandes (1984) sugerem a aplicação da técnica de regressão múltipla *stepwise* para ajuste de superfícies de tendência, em que, pelos critérios de correlação e tolerância, procura-se eliminar aqueles termos não significativos dos polinômios que descrevem numericamente a superfície de tendência.

A técnica clássica de análise de superfícies de tendência é feita no sentido de uma regressão polinomial, pelo ajuste de polinômios de graus sucessivamente elevados até encontrar um que produza um ajuste ótimo. O grau de ajuste ótimo pode tanto ser definido empiricamente pelo pesquisador como estatisticamente pela análise de variância e teste F.

A análise de variância é feita separando-se da variância total (VTO) a variância explicada (VEX) pela função e a variância não explicada (VNE), devido aos resíduos aleatórios. A figura 4 mostra a seqüência do cálculo das variâncias explicada e não explicada bem como do número F.

FONTE DE VARIACÃO	SOMA DE QUADRADOS	GRAUS DE LIBERDADE	QUADRADO MÉDIO	NÚMERO F
VEX	$\sum (FC_i - F)^2$	nc-1	VEX/(nc-1)	VEX/(nc-1)
VNE	$\sum (FC_i - F_i)^2$	n-nc	VNE/(n-nc)	VNE/(n-nc)
VTO	$\sum (F_i - F)^2$	n-1		

Figura 4 - Análise de variância

em que: F é a média dos valores de F observados
 FC_i é o valor de F computado pela função no ponto i
 F_i é o valor de F observado no ponto i
 nc é o número de coeficientes do polinômio
 n é o número de pontos observados

O número F assim calculado é, no teste de hipóteses:

H₀: ajuste estatisticamente não significativo

H₁: ajuste estatisticamente significativo

Se o valor do número F for maior que o valor de F crítico com nc-1 e n-nc graus de liberdade tomado numa tabela (ver, por exemplo, Pereira & Bussab 1976), rejeitar-se-á a hipótese H₀ e aceitar-se-á a hipótese alternativa H₁. Isso pode ser visualizado no gráfico da função F da figura 5.

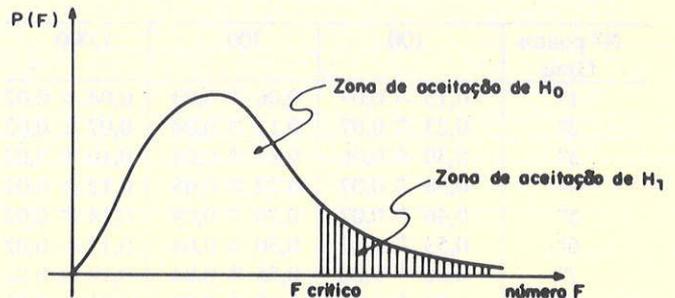


Figura 5 - Gráfico da distribuição F para o teste de hipóteses

Outros parâmetros estatísticos de ajuste podem ser calculados a partir das variâncias:

$$CD = VEX/VTO \quad (14)$$

$$PSTQ = CD \cdot 100 (\%) \quad (15)$$

$$CC = (CD)^{1/2} \quad (16)$$

em que: CD é o coeficiente de determinação

PSTQ é a porcentagem da soma total dos quadrados

CC é o coeficiente de correlação

Os dois primeiros parâmetros medem o ajuste propriamente dito da superfície aos pontos originais de dados enquanto o último mede apenas a porcentagem dos pontos que se correlacionam à superfície.

Além da análise de variância, o significado estatístico do ajuste da superfície de tendência pode ser verificado pelo teste dos parâmetros obtidos para a mesma com aqueles de distribuições aleatórias determinados por Amaral (1976).

Amaral (1976) determinou experimentalmente os valores de PSTQ, CC e o número F para distribuições aleatórias com 100, 300 e 1.000 pontos, para superfícies de tendência de graus 1 a 8. Assim, para que a superfície calculada reflita uma verdadeira tendência de variação, os parâmetros estatísticos obtidos devem ser sempre maiores que aqueles determinados por aquele autor para distribuições aleatórias, conforme as tabelas 1, 2 e 3.

Para superfícies de alto grau, calcula-se apenas os parâmetros estatísticos de ajuste tais como CD, PSTQ e CC. Nesse caso, o único cuidado que se deve tomar é quanto ao grau do polinômio, no qual o número de coeficientes deve sempre ser menor que o número de pontos.

Tabela 1 - Valores em porcentagem da soma total dos quadrados para superfícies de tendência aleatórias (Amaral 1976)

Nº pontos Grau	100	300	1.000
1º	2,14 ± 2,11	0,50 ± 0,57	0,22 ± 0,24
2º	5,62 ± 3,27	1,45 ± 0,95	0,55 ± 0,30
3º	9,58 ± 4,07	3,09 ± 1,42	0,98 ± 0,45
4º	14,59 ± 5,33	4,96 ± 2,27	1,44 ± 0,46
5º	21,68 ± 6,50	7,10 ± 2,32	2,06 ± 0,58
6º	28,98 ± 6,99	9,17 ± 2,42	2,86 ± 0,81
7º	36,55 ± 7,80	12,16 ± 2,86	3,64 ± 0,86
8º	46,39 ± 6,44	14,92 ± 3,00	4,53 ± 0,99

Tabela 2 - Valores de coeficientes de correlação para superfícies de tendência aleatórias (Amaral 1976)

Nº pontos Grau	100	300	1.000
1º	0,13 ± 0,07	0,06 ± 0,03	0,04 ± 0,02
2º	0,23 ± 0,07	0,11 ± 0,04	0,07 ± 0,02
3º	0,30 ± 0,06	0,17 ± 0,04	0,10 ± 0,02
4º	0,38 ± 0,07	0,22 ± 0,05	0,12 ± 0,02
5º	0,46 ± 0,07	0,26 ± 0,04	0,14 ± 0,02
6º	0,53 ± 0,07	0,30 ± 0,04	0,17 ± 0,02
7º	0,60 ± 0,06	0,35 ± 0,04	0,19 ± 0,02
8º	0,68 ± 0,05	0,38 ± 0,04	0,21 ± 0,02

Tabela 3 - Valores do número F para superfícies de tendência aleatórias (Amaral 1976)

Nº pontos Grau	100	300	1.000
1º	1,08 ± 1,10	0,75 ± 0,86	1,08 ± 1,23
2º	1,91 ± 1,18	1,45 ± 0,96	1,85 ± 0,99
3º	2,44 ± 1,22	2,33 ± 1,12	2,46 ± 1,14
4º	2,99 ± 1,33	3,01 ± 1,48	2,88 ± 0,94
5º	3,76 ± 1,45	3,58 ± 1,27	3,44 ± 0,98
6º	4,34 ± 1,49	3,95 ± 1,16	4,10 ± 1,20
7º	4,81 ± 1,68	4,61 ± 1,24	4,57 ± 1,12
8º	5,46 ± 1,48	5,01 ± 1,19	5,05 ± 1,15

O erro associado do ajuste de superfícies polinomiais depende tanto do número de pontos de dados como do grau da função, porque o aumento do grau do polinômio implica o

aumento do número de termos do mesmo e, quando este número se aproxima do número de pontos, o ajuste tende a ser exato. Teoricamente, quando o número de termos ou coeficientes do polinômio for igual ao número de pontos de dados, o ajuste será de 100%; entretanto, na prática, isso se torna impossível quando se trabalha com grandes conjuntos de dados.

A extensão das funções polinomiais para o caso a três variáveis independentes é denominada hipersuperfícies de tendência ou também superfícies de tendência quadridimensionais. A forma geral de uma hipersuperfície de grau m é dada pela equação abaixo:

$$F = \sum_{i=0}^m \sum_{j=0}^{m-i} \sum_{k=0}^{m-i-j} c_{ijk} \cdot X^i \cdot Y^j \cdot Z^k \quad (17)$$

O ajuste de hipersuperfícies de tendência bem como a análise do significado estatístico do mesmo são feitos exatamente da mesma forma como da análise de superfícies de tendência.

Segundo Harbaugh & Merriam (1968), a técnica da análise de hipersuperfícies de tendência proporciona um método conveniente no cálculo de hipervolumes e médias ponderadas espacialmente.

O hipervolume (HYVOL) é obtido calculando-se a integral tripla definida da função F(X,Y,Z) ajustada:

$$HYVOL = \int_{X_1}^{X_2} dX \int_{Y_1}^{Y_2} dY \int_{Z_1}^{Z_2} F(X,Y,Z) dZ \quad (18)$$

A média ponderada é obtida dividindo-se o hipervolume pelo volume físico definido pelas coordenadas (X1,X2) x (Y1,Y2) x (Z1,Z2):

$$\bar{F} = HYVOL / (X_2 - X_1) \cdot (Y_2 - Y_1) \cdot (Z_2 - Z_1) \quad (19)$$

O significado geométrico de hipervolumes, bem como de médias ponderadas espacialmente, pode ser visto na figura 6, que mostra como tais valores podem ser obtidos quando uma, duas e três variáveis independentes estão envolvidas.

Uma média calculada dessa maneira, ponderada espacialmente, é mais significativa que uma média aritmética convencional, particularmente quando os pontos de dados estão irregularmente distribuídos e contém extremos. Uma aplicação sugerida é o cálculo do valor da porosidade média de reservatórios de óleo em calcários, em que os valores obtidos por análise de testemunhos podem ser altamente erráticos (Harbaugh & Merriam 1968).

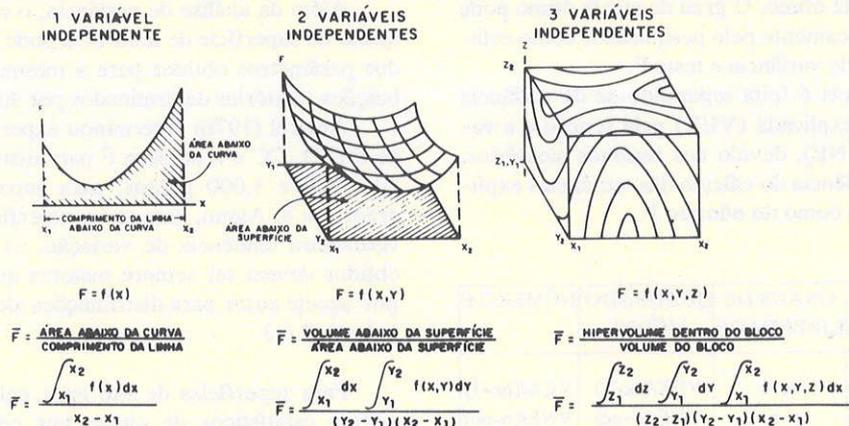


Figura 6 - Diagramas e equações mostrando o cálculo de médias ponderadas espacialmente para uma, duas e três variáveis independentes (segundo Harbaugh & Merriam 1968)

Equações multiquádricas Hardy (1971) sugere a aplicação de equações multiquádricas para representação analítica da superfície de um terreno a partir de um conjunto discreto de pontos de observação.

As equações multiquádricas proporcionam uma interpolação exata e foi justamente pesquisada por aquele autor porque os mapas aproximados por polinômios ou harmônicos de Fourier não apresentavam precisão suficiente para fins de Engenharia.

A hipótese básica da análise multiquádrica é que qualquer superfície matemática suave, e também qualquer superfície arbitrária suave (indefinida matematicamente), pode ser aproximada, com o grau de precisão desejado, pela soma de uma grande variedade de superfícies regulares matematicamente definidas, particularmente de formas quádricas (Hardy 1977).

Segundo Franke (1982), o método das equações multiquádricas é o mais impressionante em termos de capacidade de ajuste e suavidade visual entre os diversos métodos de interpolação por ele testados. A forma geral de uma equação multiquádrica é como se segue:

$$F = \sum_{i=1}^n c_i [(X_i - X)^2 + (Y_i - Y)^2 + C]^{1/2} \quad (20)$$

- em que: c_i é o coeficiente da equação multiquádrica
- X_i é a coordenada leste-oeste do ponto i
- Y_i é a coordenada norte-sul do ponto i
- X é a coordenada leste-oeste do ponto a ser interpolado
- Y é a coordenada norte-sul do ponto a ser interpolado
- F é o valor da variável dependente interpolada
- C é uma constante que irá definir os termos da superfície multiquádrica

Geometricamente, cada termo da superfície multiquádrica, conforme a equação (20), representa um simples cone, se o valor de C for igual a zero, ou uma hiperbolóide, se o valor de C for igual a uma constante positiva. Portanto a superfície multiquádrica é representada por uma somatória de cones simples ou hiperbolóides, dependendo do valor dado a C . Segundo Hardy (1972), essa somatória tem sido bastante efetiva na representação de vários tipos de topografia.

O método das equações multiquádricas, de acordo com Franke (1982), é completamente estável em relação à constante C , especificada pelo pesquisador, e dá resultados bastante consistentes.

Hardy (1985) recomenda utilizar ou C igual a zero, ou a valores pequenos, porque se esta constante for grande ocorrerá o mau condicionamento do sistema de equações. Ainda conforme esse autor, um bom valor de trabalho para C é igual a 0,6 vez o espaçamento entre os pontos dados.

Os coeficientes da equação (20) são obtidos pela resolução de um sistema linear de equações:

$$F = \sum_{j=1}^n c_j [(X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 + C]^{1/2} \quad \text{para } i = 1, n \quad (21)$$

ou em forma matricial, fazendo

$$a_{ij} = [(X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 + C]^{1/2} \quad \text{tem-se}$$

$$\begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} \\ \cdot & & & \\ \cdot & & & \\ a_{n1} & a_{n2} & \dots & a_{nn} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} c_1 \\ c_2 \\ \cdot \\ c_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_1 \\ F_2 \\ \cdot \\ F_n \end{bmatrix} \quad (22)$$

A matriz à esquerda apresenta a diagonal principal igual à raiz quadrada da constante C .

O sistema linear de equações (22) pode ser também resolvido pelo método de eliminação de Gauss (Dorn & McCracken 1978). Se a constante C for igual a zero, deve-se proceder, antes, à permuta de linhas para que, após essa operação, nenhum elemento da diagonal principal seja nulo. Esse procedimento não altera os valores dos coeficientes.

Uma solução mais eficiente para a resolução do sistema de equações (22) com a diagonal principal nula foi proposta por Hardy (1985). Seguindo sua proposição, ambos os lados do sistema de equações deve ser multiplicado pela matriz dos elementos a_{ij} . Esta multiplicação deixa os elementos da diagonal principal iguais à soma dos quadrados dos elementos da linha i , portanto, livres de zeros. Assim, após essa operação, o sistema pode ser resolvido normalmente pelo método de eliminação de Gauss.

A principal limitação aqui é a dimensão do sistema porque é sempre igual ao número de pontos. Por exemplo, para 100 pontos de dados, devem-se calcular 100 coeficientes a partir da resolução de um sistema com igual número de equações. Assim, à medida que o número de pontos aumenta, deve-se resolver sistemas lineares cada vez maiores, embora teoricamente seja possível resolver sistemas maiores que o limite de armazenamento de uma matriz em computador (65.635 elementos no computador Burroughs B6900), utilizando-se de partições sucessivas para sistemas menores (Faddeva 1959); entretanto, na prática, o tempo de computação será muito grande, tornando o procedimento inviável.

Segundo Barnhill (1983), a extensão do método das equações multiquádricas para interpolação em três variáveis independentes é direta porque depende somente da medida das distâncias.

Nesse caso, cada termo da equação multiquádrica seria representado geometricamente por uma série de esferas concêntricas ao ponto de dado.

FUNÇÕES LOCAIS

Ponderação pelo inverso da distância Segundo Franke (1982), o método de interpolação usando a ponderação pelo inverso da distância foi originalmente proposto por Shepard (1968). A fórmula geral para a interpolação de um ponto com ponderação pelo inverso da potência da distância é:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^n F_i \cdot W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (23)$$

em que: F é o valor interpolado

F_i é o valor observado no ponto i

$W_i = 1/D_i^p$ é o ponderador onde:

$D_i = ((X_i - X)^2 + (Y_i - Y)^2)^{1/2}$ é a distância entre o ponto i e o ponto a ser interpolado

p é a potência da distância

n é o número de pontos dentro da vizinhança ao ponto a ser interpolado

Na equação (23), quando o ponto a ser interpolado coincidir com algum ponto i observado, faz-se simplesmente $F = F_i$. Isso causa o surgimento de áreas planas ao redor de cada ponto de controle.

Para evitar o surgimento de áreas planas em torno dos pontos de dados (devido ao fato de as derivadas parciais de primeira ordem serem nulas em cada ponto de dado) foi sugerido por Shepard (1968) a inclusão das informações acerca das derivadas na equação (23). Nesse caso a interpolação é feita em dois estágios: onde num primeiro estágio são calculadas as projeções dos mergulhos ou inclinações das superfícies que passam pelos pontos de dados, sobre o ponto a ser interpolado; e, no segundo, calcula-se a média dessas projeções, ponderadas pelo inverso da distância, como sendo o valor interpolado. Esse é o método de interpolação mais utilizado hoje para fins de contorno automático de mapas de isovalores, inclusive naqueles pacotes gráficos comercialmente disponíveis, tais como

- Symap (Dougenick & Sheeham 1975)
- Surface II Graphics System (Sampson 1975)

O ponderador (W) sendo igual ao inverso de uma potência da distância faz com que o peso seja grande para pontos próximos do ponto a ser interpolado e pequeno para pontos distantes.

A potência da distância também pode ser variada de modo a dar maior ou menor peso para os pontos próximos. Assim, quanto maior for a potência, mais forte será o ponderador, como pode ser visto na figura 7.

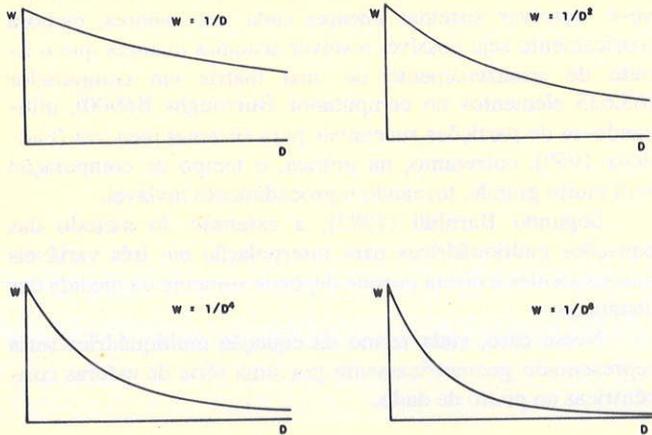


Figura 7 - Funções de ponderação pelo inverso da potência da distância, segundo Sampson (1975)

O erro de interpolação depende, principalmente, da potência da distância e do número de pontos, como pode ser observado nas figuras 8 e 9, respectivamente.

A extensão do método de Shepard para o caso a três variáveis independentes é bastante utilizada em mineração para fins de cálculo de reservas.

Interpolação em redes triangularizadas A triangulação é o processo pelo qual o plano XY dos pontos de dados é particionado em triângulos, segundo alguma lei de formação.

Existem várias maneiras de se efetuar a triangulação, porém aquela denominada de Delaunay, conforme Pettinati

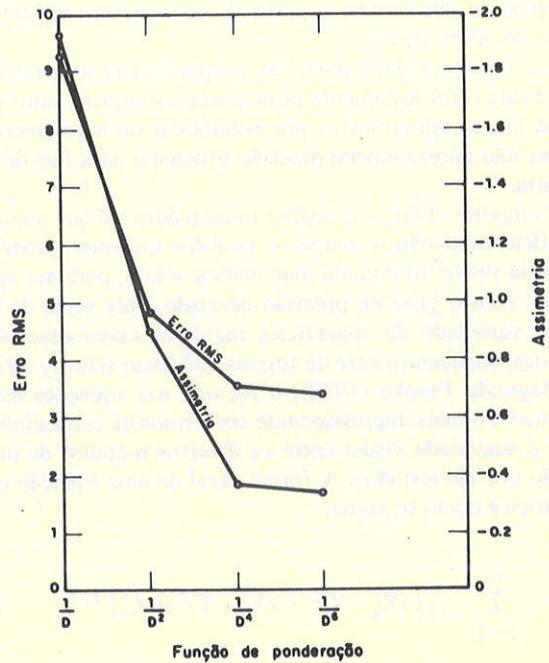


Figura 8 - Erros de interpolação (RMS), usado 8 pontos vizinhos, para diferentes funções de interpolação, segundo Davis (1976, apud Harbaugh et al. 1977)

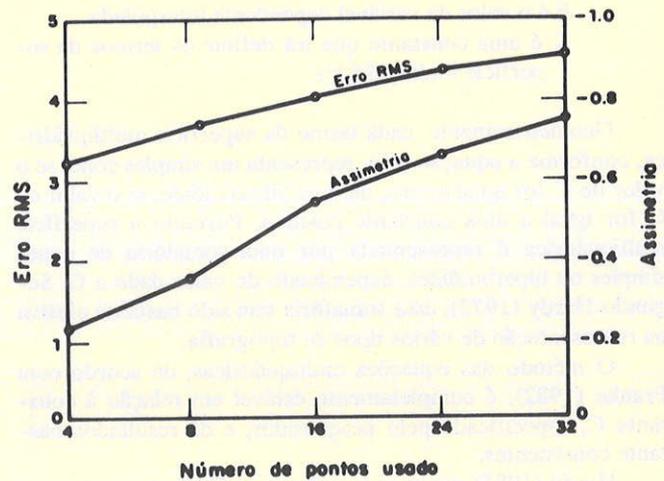


Figura 9 - Erros de interpolação (RMS), para números de pontos vizinhos variáveis, usando a função de ponderação ($1/D^4$), segundo Davis (1976, apud Harbaugh et al. 1977)

(1983), é a mais aceita. Segundo esse autor, a triangulação é feita a partir da Divisão de Dirichlet, na qual em torno de cada ponto é construído um polígono convexo, de tal modo que dois polígonos contíguos possuam em comum uma única aresta, que é equidistante dos pontos internos aos referidos polígonos, como pode ser observado na figura 10.

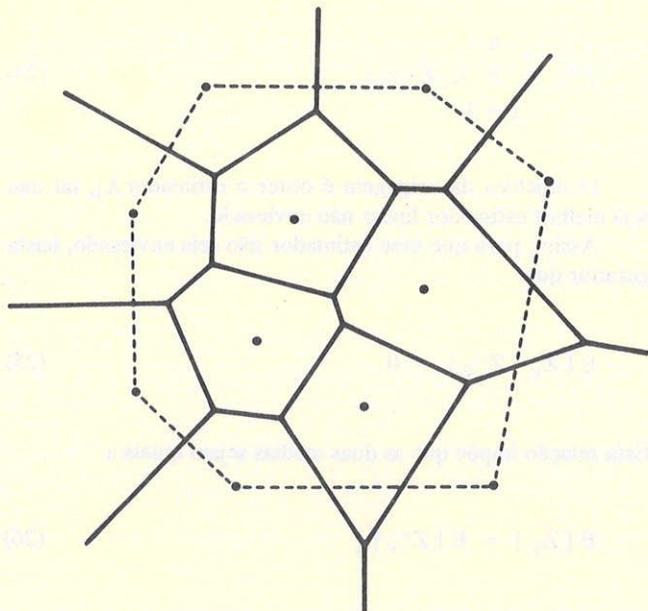


Figura 10 - A divisão de Dirichet, segundo Pettinati (1983)

Ainda conforme o mesmo autor, todos os pontos contíguos são então unidos por segmentos de retas, dando origem a uma malha triangularizada, que é conhecida como Triangulação de Delaunay (Fig. 11).

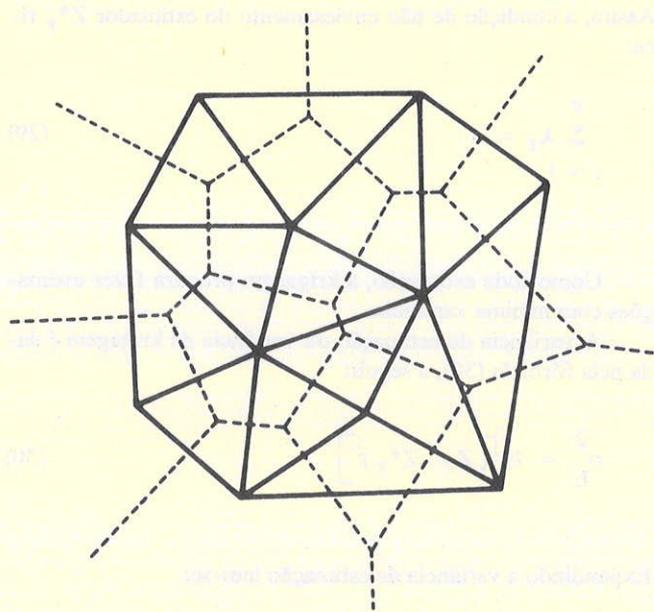


Figura 11 - A triangulação de Delaunay, segundo Pettinati (1983)

Assim, após a obtenção da malha triangular dos dados, a interpolação de um ponto qualquer é feita dentro do domínio da célula triangular a que pertence o mesmo, usando funções matemáticas específicas.

Na literatura consultada, foram encontrados, basicamente, três métodos que permitem fazer a interpolação em células triangulares.

O primeiro deles é o mais simples, porque ajusta um plano em cada triângulo, usando as informações dos três vértices, e faz-se uma interpolação linear (Bengtsson & Nordbeck 1964, Watson 1982).

O segundo já é mais refinado em relação ao anterior e a interpolação é feita a partir do cálculo de ponderadores associados a cada vértice do triângulo (McLain 1976, Franke & Nielson 1980, gold *et al.* 1977). No cálculo desses ponderadores estão implícitas condições que grantem suavidade e continuidade lateral nos triângulos vizinhos. Na figura 12 tem-se uma comparação das superfícies obtidas para um mesmo conjunto de dados usando os dois métodos descritos anteriormente.

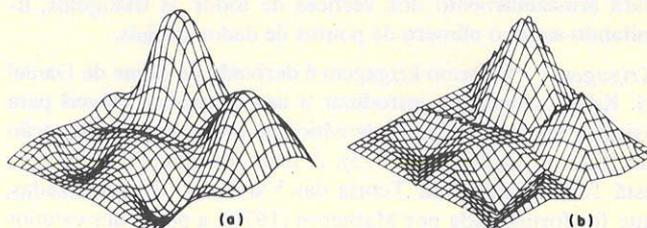


Figura 12 - Superfícies obtidas pelo método dos ponderadores (a) e por interpolação linear (b), conforme McLain (1976)

O último método faz a interpolação a partir do ajuste de uma superfície de grau 5 em cada triângulo (Akima 1978, Pettinati 1983). Como um polinômio de grau 5 tem 21 coeficientes, enquanto o triângulo fornece apenas três informações, ficam restando 18 informações adicionais para que o sistema possa ser resolvido.

Akima (1978) propôs o cálculo das derivadas parciais de primeira e segunda ordens nos vértices do triângulo e as derivadas normais em cada um dos lados do triângulo.

- para cada vértice: derivadas parciais de primeira ordem (dF/dX e dF/dY);
derivadas parciais de segunda ordem (d^2F/dX^2 , d^2F/dY^2 e $d^2F/dXdY$)

- para cada lado: derivada normal (dF/dN)
- que perfazem as 18 condições necessárias para a resolução do sistema. Essas 18 condições adicionais garantem a suavidade e a continuidade da superfície ajustada.

O desempenho desse último método, segundo Franke (1982), depende, principalmente, das estimativas das derivadas parciais. Conforme esse mesmo autor, o algoritmo de Akima é o mais rápido por ele testado, mas dá resultados ruins em alguns casos devido, geralmente, às estimativas também ruins das derivadas parciais e, algumas vezes, devido a triângulos longos e afinados da malha triangularizada.

Segundo Akima (1978), esse método deve ser aplicado somente quando os valores de F forem precisos ou quando os erros porventura existentes sejam negligenciáveis, porque a interpolação é exata (não há suavização de dados).

Embora a interpolação em redes triangularizadas seja local, a triangulação dos dados é feita de uma única vez e envolvendo todos os pontos de dados. Assim, a retirada ou a adição de um único ponto de dado poderá influir no desenho final da rede de triângulos e, conseqüentemente, no resultado da interpolação.

Esse método também é expansível para interpolação em três variáveis independentes. Neste caso, a interpolação é feita dentro de tetraedros em vez de triângulos, como no caso a duas variáveis independentes.

O método para interpolação usando a triangulação em três variáveis independentes foi pesquisada por Barnhill (1983) e ao que parece é feita da mesma forma como aquele proposto por Akima (1978), para interpolação de dados irregularmente distribuídos em duas variáveis independentes, ou seja, a triangulação no espaço gera tetraedros dentro dos quais é feita a interpolação a partir das estimativas das derivadas parciais. Segundo Barnhill (1983), alguns problemas ocorrem na triangulação dos dados, na qual a expansão do caso a duas para três variáveis independentes não é tão simples.

Em termos computacionais, o algoritmo deve ser bastante complexo e exigindo também grande espaço da memória para armazenamento dos vértices de todos os triângulos, limitando assim o número de pontos de dados iniciais.

Krigagem O termo krigagem é derivado do nome de Daniel G. Krige, pioneiro a introduzir o uso de médias móveis para evitar a superestimação sistemática de reservas em mineração (Delfiner & Delhomme 1975). A base conceitual da krigagem está fundamentada na Teoria das Variáveis Regionalizadas, que foi formalizada por Matheron (1971), a partir dos estudos práticos desenvolvidos por Daniel G. Krige no cálculo de reservas na minas de ouro do Rand na África do Sul.

A aplicação da Teoria das Variáveis Regionalizadas para estimação de depósitos minerais recebe o nome de Geoestatística (Matheron 1971).

O cálculo do teor médio para um bloco de jazida, a partir dos dados de teores obtidos nas amostras coletadas ao longo dos furos de sondagem, é um problema de estimação. A krigagem é um método geoestatístico de estimação que usa as informações dos pontos vizinhos, considerando não só os valores de teor mas também a posição espacial relativa dos mesmos.

Segundo Brooker (1979), as técnicas de estimação geoestatísticas, baseadas no estudo da variabilidade espacial do corpo de minério pelo semivariograma, são superiores porque permitem o cálculo do erro associado às estimativas, chamado variância de estimação. Ainda conforme o mesmo autor, a krigagem é o procedimento que permite calcular os ponderadores para uma dada configuração (bloco x disposição das amostras no espaço) com mínima variância de estimação. A

A krigagem, originalmente desenvolvida para fins de estimação de reservas, pode também se utilizada na interpolação de malhas regulares para fins de contorno automático, conforme algumas aplicações apresentadas por Delfiner & Delhomme 1975, Sampson 1975, Burgess & Webster 1980 a e b. Neste item, desenvolvem-se os aspectos teóricos da krigagem, que é aplicada a fenômenos estacionários. Para fenômenos não-estacionários e, portanto, que apresentam uma certa tendência (deriva), aplica-se a krigagem universal, na qual a componente de tendência é removida pelo ajuste de uma função polinomial, geralmente de baixo grau, e os resíduos são tratados de maneira semelhante à da krigagem. Olea (1975) e Webster & Burgess (1980) tratam especificamente da krigagem universal aplicada a problemas de interpolação de superfícies.

Assim, a krigagem pode ser utilizada para se estimar o valor desconhecido Z_v , sobre o nó de uma malha regular, a partir de um conjunto de n pontos dados $Z(x_i)$, $i = 1, n$, vizinhos ao nó. O estimador Z^*_v , associado a cada nó da malha regular a ser interpolada, é obtido como uma combinação linear dos n pontos dados, conforme a fórmula a seguir:

$$Z^*_v = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (24)$$

O objetivo da krigagem é obter o estimador λ_i , tal que seja melhor estimador linear não enviesado.

Assim, para que esse estimador não seja enviesado, basta garantir que

$$E[Z_v - Z^*_v] = 0 \quad (25)$$

Esta relação impõe que as duas médias sejam iguais a

$$E[Z_v] = E[Z^*_v] \quad (26)$$

fazendo $E[Z_v] = m$ e tendo que

$$E[Z^*_v] = E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)\right] = \sum_{i=1}^n \lambda_i E[Z(x_i)] \quad (27)$$

$$E[Z^*_v] = m \sum_{i=1}^n \lambda_i \quad (28)$$

Assim, a condição de não enviesamento do estimador Z^*_v fica:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (29)$$

Como toda estimação, a krigagem procura fazer estimações com mínima variância.

A variância de estimação ou variância de krigagem é dada pela fórmula (30), a seguir:

$$\sigma_E^2 = E\left[(Z_v - Z^*_v)^2\right] \quad (30)$$

Expandindo a variância de estimação tem-se:

$$\sigma_E^2 = E(Z_v^2) - 2E(Z_v Z^*_v) + E(Z^*_v)^2 \quad (31)$$

Sendo conhecida a estimativa de um valor médio sobre um domínio V , conforme relação a seguir:

$$E(Z_v) = \frac{1}{V} \int_V Z(x) dx \quad (32)$$

a equação (31) torna-se:

$$\begin{aligned} & \frac{\sigma^2}{E} \frac{1}{V^2} \int_V dx \int_V E[Z(x)Z(x')] dx - \\ & 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \frac{1}{V v_{\alpha}} \int_V dx \int_{v_{\alpha}} E[Z(x)z(x')] dx' + \\ & + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \frac{1}{v_{\alpha} v_{\beta}} \int_{v_{\alpha}} dx \int_{v_{\beta}} E[Z(x)Z(x')] dx' \end{aligned} \quad (33)$$

Dentro do sinal de integração mais interno, o termo $E[Z(x)Z(x')]$ pode ser referido em termos da co-variância:

$$E[Z(x)Z(x')] = C(h) + m^2 = C(x-x') + m^2 \quad (34)$$

Substituindo-se (34) em (33) tem-se:

$$\begin{aligned} & \frac{\sigma^2}{E} \frac{1}{V^2} \int_V dx \int_V C(x-x') dx' + m^2 - \\ & 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \frac{1}{V v_{\alpha}} \int_V dx \int_{v_{\alpha}} C(x-x') dx' - 2m^2 + \\ & + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \frac{1}{v_{\alpha} v_{\beta}} \int_{v_{\alpha}} dx \int_{v_{\beta}} C(x-x') dx' + m^2 \end{aligned} \quad (35)$$

Fazendo:

$$\bar{C}(V,V) = \frac{1}{V^2} \int_V dx \int_V C(x-x') dx' \quad (36)$$

$$\bar{C}(V,v_{\alpha}) = \frac{1}{V v_{\alpha}} \int_V dx \int_{v_{\alpha}} C(x-x') dx' \quad (37)$$

$$\bar{C}(v_{\alpha},v_{\beta}) = \frac{1}{v_{\alpha} v_{\beta}} \int_{v_{\alpha}} dx \int_{v_{\beta}} C(x-x') dx' \quad (38)$$

Substituindo-se (36), (37) e (38) em (35), tem-se a variância de estimação como:

$$\frac{\sigma^2}{E} = \bar{C}(V,V) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \bar{C}(V,v_{\alpha}) + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \bar{C}(v_{\alpha},v_{\beta}) \quad (39)$$

O significado de cada um dos termos C da equação (39) pode ser melhor entendido pela figura 13.

Assim, $\bar{C}(V,V)$ é o valor médio da função co-variância entre todos os pares de pontos dentro do volume V ; $\bar{C}(V,v_{\alpha})$ valor médio da função co-variância entre uma amostra v_{α}

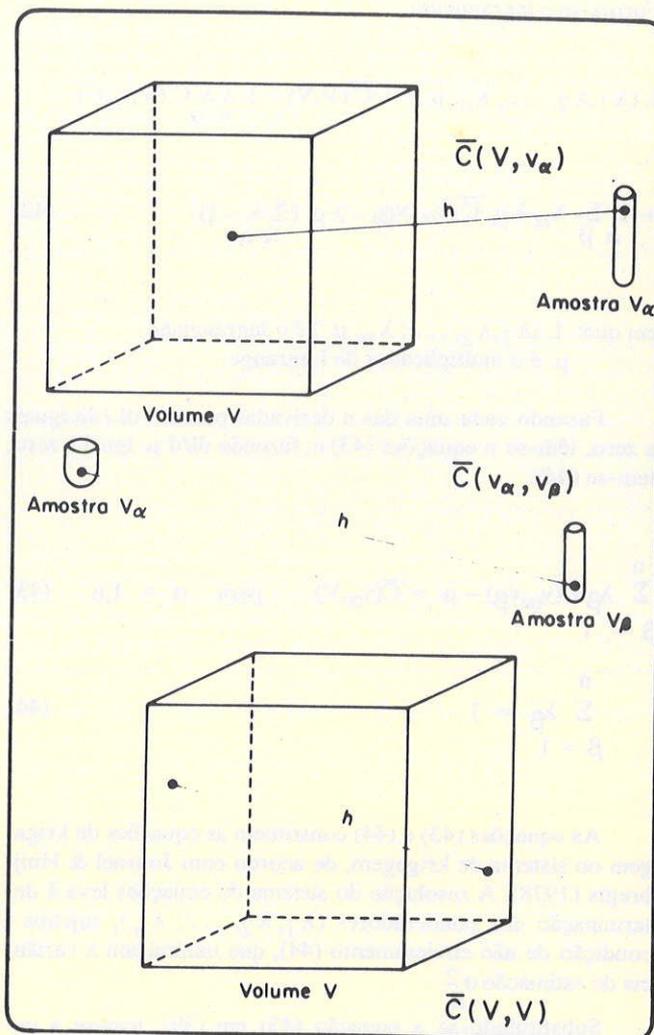


Figura 13 - Significado dos termos equação (39), conforme Brooker (1979)

e todo o volume V , assim calculada para todas as amostras e $\bar{C}(v_{\alpha},v_{\beta})$ é o valor médio da função co-variância entre todos os pares possíveis de amostras v_{α} e v_{β} .

O objetivo da krigagem é buscar a melhor estimação, ou seja, encontrar o conjunto de ponderadores com mínima variância de estimação ou de krigagem. Trata-se, portanto, de encontrar o mínimo da função variância de estimação [equação (39)]. Entretanto, como tal função tem n variáveis, o ponto mínimo poderá ser determinado após a aplicação da técnica dos multiplicadores de Lagrange (Converse 1970), conforme colocação do problema a seguir:

- minimizar a função:

$$\bar{C}(V,V) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \bar{C}(V,v_{\alpha}) + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \bar{C}(v_{\alpha},v_{\beta}) \quad (40)$$

- restrito a:

$$\sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} = 1 \quad \text{ou} \quad \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} - 1 = 0 \quad (41)$$

Forma-se o lagrangiano

$$L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n, \mu) = \overline{C}(V, V) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \overline{C}(V, v_{\alpha}) + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \overline{C}(v_{\alpha}, v_{\beta}) - 2 \mu \left(\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} - 1 \right) \quad (42)$$

em que: $L(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n, \mu)$ é o lagrangiano
 μ é o multiplicador de Lagrange

Fazendo cada uma das n derivadas parciais $dL/d\lambda$ iguais a zero, têm-se n equações (43) e, fazendo $dL/d\mu$ igual a zero, tem-se (44):

$$\sum_{\beta=1}^n \lambda_{\beta} \overline{C}(v_{\alpha}, v_{\beta}) - \mu = \overline{C}(v_{\alpha}, V) \quad \text{para } \alpha = 1, n \quad (43)$$

$$\sum_{\beta=1}^n \lambda_{\beta} = 1 \quad (44)$$

As equações (43) e (44) constituem as equações de krigagem ou sistema de krigagem, de acordo com Journel & Huijbregts (1978). A resolução do sistema de equações leva à determinação dos ponderadores $(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$, sujeitos à condição de não enviesamento (44), que minimizam a variância de estimação σ_E^2

Substituindo-se a equação (43) em (39), tem-se a variância de krigagem escrita da seguinte forma:

$$\sigma_E^2 = \overline{C}(V, V) + \mu \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} \overline{C}(v_{\alpha}, V) \quad (45)$$

O sistema de equações (43) também pode ser escrito em termos da função semivariograma.

$$\sum_{\beta=1}^n \lambda_{\beta} \overline{\gamma}(v_{\alpha}, v_{\beta}) + \mu = \overline{\gamma}(v_{\alpha}, V) \quad \text{para } \alpha \neq 1, n \quad (46)$$

Nesses termos, a variância de krigagem torna-se:

$$\sigma_E^2 = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} \overline{\gamma}(v_{\alpha}, V) + \mu \overline{\gamma}(V, V) \quad (47)$$

O desempenho da krigagem depende fundamentalmente do cálculo dos termos \overline{C} ou $\overline{\gamma}$, conseqüentemente do ajuste do modelo teórico aos dados. Tendo-se os parâmetros do variograma, os valores \overline{C} ou $\overline{\gamma}$ podem ser encontrados ou em tabelas pré-calculadas para determinadas geometrias, ou então calculados pelo método de Gauss-Cauchy (Journel & Huijbregts 1978). O maior problema, portanto, é o ajuste do modelo teórico aos dados, que é, bastante subjetivo. Além disso, o número de pontos de dados é geralmente, muito pequeno

para uma estimação confiável do variograma, principalmente para espaçamentos maiores.

Equações multiquádricas definidas sobre suportes locais Este último método de interpolação é uma adaptação para método local das equações multiquádricas, originalmente propostas por Hardy (1971) como global.

Como não havia nenhuma indicação do número de pontos vizinhos e do valor da constante C a serem utilizados no ajuste local, foram efetuadas várias simulações com superfícies matematicamente conhecidas, a fim de se definirem os parâmetros que pudessem aproximar a superfície original com o menor erro possível. A metodologia empregada bem como os resultados dessas simulações encontram-se apresentados em Yamamoto (1986).

As principais conclusões desse estudo, de acordo com Yamamoto (1986), foram que:

- é viável a utilização de equações multiquádricas como método local para interpolação de dados dispersos em duas e três variáveis independentes;
- a utilização de 12 a 24 pontos vizinhos próximos é um bom compromisso entre a precisão e o tempo de computação requerido;
- não se deve utilizar a constante C igual a zero e que seu valor deve ser escolhido em função da ordem de grandeza da distância média entre os pontos de dados. Em outras palavras, o ajuste de equações multiquádricas é bastante dependente do sistema de coordenadas escolhido na localização dos pontos de dados (coordenadas numericamente grandes, como, por exemplo, aquelas do sistema UTM, devem ser evitadas e substituídas por valores transformados);
- a utilização de equações multiquádricas para interpolação de dados em três variáveis independentes mostrou-se satisfatória e, portanto, torna-se um método alternativo aos demais existentes (ponderação pelo inverso da distância e krigagem) para estudo da variação espacial de um determinado parâmetro da jazida.

Métodos para definição da vizinhança próxima Quando se utiliza dos métodos locais de interpolação, além de saber qual o número de pontos a ser utilizado na interpolação é necessário saber também como esses pontos devem ser escolhidos, principalmente em função da distribuição dos pontos de dados na área em estudo.

Segundo Yoeli (1975), são três os tipos de distribuição, dos pontos de dados, possíveis:

- Distribuição aleatória ou dispersa: quando os pontos de dados estão uniformemente distribuídos sobre a área estudada. Esse tipo de distribuição não ocorre com frequência nas geociências porque, por exemplo, em levantamentos terrestres (prospecção geofísica e geoquímica), depende da existência de vias de acesso e em levantamentos aerotransportados esse tipo de amostragem é economicamente inviável.
- Distribuição semi-regular: quando os pontos amostrados encontram-se dispostos ao longo de:
 - a) linhas de vôo (levantamentos aerotransportados);
 - b) drenagens (prospecção geoquímica em sedimentos de corrente);
 - c) estradas e picadas (reconhecimentos geológicos básicos);
 - d) seções dispostas irregularmente na área em estudo (investigações sísmicas para obras de engenharia civil).

Como se pôde ver, esse é o tipo de distribuição que deve ocorrer com maior frequência nas geociências.

- Distribuição regular: quando os pontos de dados estão sobre uma malha regular definida previamente à amostragem (cam-

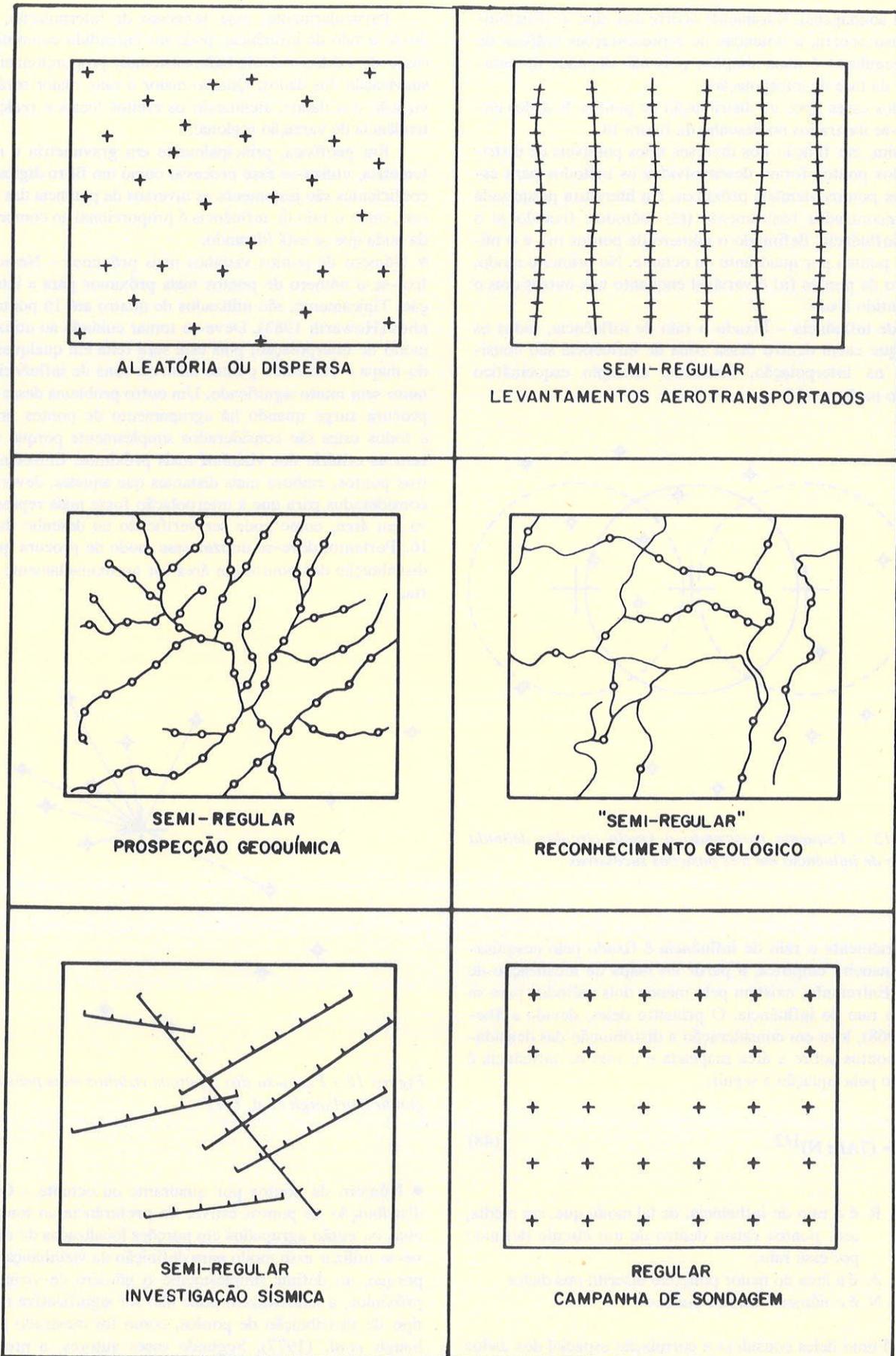


Figura 14 - Tipos de distribuição de dados

panha de sondagens). Raramente ocorre esse tipo de distribuição e, caso ocorra, a obtenção de representações gráficas de malhas regulares é mais simples, pois não depende necessariamente da fase de interpolação.

Todos esses tipos de distribuição de pontos de dados encontram-se ilustrados no desenho da figura 14.

Assim, em função dos diversos tipos possíveis de distribuição dos pontos foram desenvolvidos os métodos para escolha dos pontos vizinhos próximos. Na literatura pesquisada foram encontrados basicamente três métodos: fixando-se o raio de influência; definindo o número de pontos (n); e o número de pontos por quadrante ou octante. No primeiro modo, o número de pontos (n) é variável enquanto nos outros dois o (n) é mantido fixo.

● Raio de influência – Fixado o raio de influência, todos os pontos que caem dentro dessa zona de influência são considerados na interpolação, conforme exemplo esquemático mostrado na figura 15.

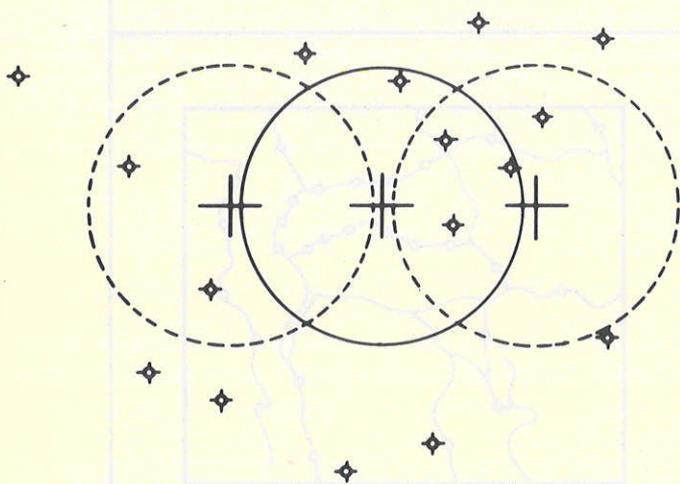


Figura 15 - Esquema mostrando a janela circular definida pelo raio de influência em três posições sucessivas

Geralmente o raio de influência é fixado pelo pesquisador de maneira empírica, a partir do mapa de localização de pontos. Entretanto, existem pelo menos dois métodos para se definir o raio de influência. O primeiro deles, devido a Shepard (1968), leva em consideração a distribuição das densidades de pontos sobre a área mapeada e o raio de influência é calculado pela equação a seguir:

$$R = (7A/\pi N)^{1/2} \quad (48)$$

em que: R é o raio de influência, de tal modo que, em média, sete pontos caem dentro de um círculo definido por esse raio.

A é a área do maior polígono inscrito nos dados

N é o número total de pontos

O último deles considera a correlação espacial dos dados e determina o raio de influência igual à amplitude definida sobre o variograma dos dados (Pettinati 1983). A amplitude é a distância que define a vizinhança dentro da qual os pontos são considerados como dependentes.

Particularmente, esse processo de interpolação, fixando-se o raio de influência, pode ser entendido como um processo de médias móveis bidimensionais, proporcionando uma suavização dos dados. Quanto maior o raio, maior será a suavização dos dados, atenuando os efeitos locais e realçando a tendência de variação regional.

Em geofísica, principalmente em gravimetria e magnetometria, utiliza-se esse processo como um filtro digital, cujos coeficientes são justamente os inversos da potência das distâncias, onde o raio de influência é proporcional ao comprimento da onda que se está filtrando.

● Número de pontos vizinhos mais próximos – Nesse modo fixa-se o número de pontos mais próximos para a interpolação. Tipicamente, são utilizados de quatro até 16 pontos vizinhos (Howarth 1983). Deve-se tomar cuidado ao utilizar esse modo de interpolação, pois esta será feita em qualquer ponto do mapa e utilizando pontos além da zona de influência, portanto sem muito significado. Um outro problema desse tipo de procura surge quando há agrupamento de pontos próximos e todos estes são considerados simplesmente porque satisfazem ao critério dos vizinhos mais próximos. Entretanto, outros pontos, embora mais distantes que aqueles, deveriam ser considerados para que a interpolação fosse mais representativa em área, como pode ser verificado no desenho da figura 16. Portanto, deve-se utilizar esse modo de procura quando a distribuição dos pontos em área for aproximadamente aleatória.

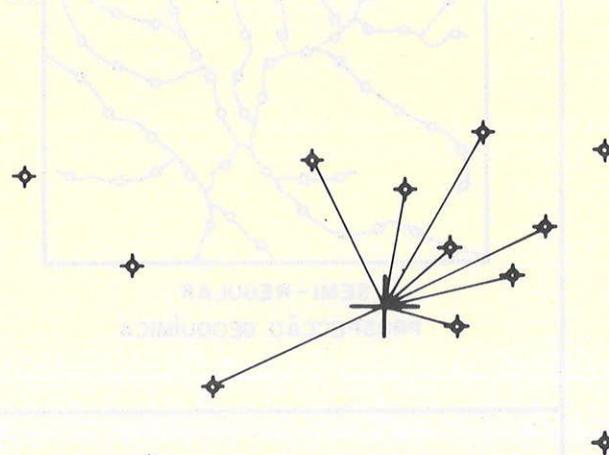


Figura 16 - Pesquisa dos 8 pontos vizinhos mais próximos, segundo Harbaugh et al. 1977

● Número de pontos por quadrante ou octante – Quando a distribuição de pontos estiver de preferência ao longo de linhas ou então agrupados em porções localizadas do mapa, deve-se utilizar esse modo para definição da vizinhança próxima porque, ao definir simplesmente o número de vizinhos mais próximos, a amostragem pode não ser significativa devido ao tipo de distribuição de pontos, como foi mostrado por Harbaugh et al. (1977). Segundo esses autores, a procura por quadrante ou octante é feita dividindo-se a área em torno do ponto a ser interpolado, respectivamente em quatro ou oito setores, e pesquisando-se dentro de cada setor um ou dois pontos mais próximos. As figuras 17 e 18 apresentam, res-

pectivamente, exemplos de procura dos vizinhos mais próximos utilizando quadrante e octante com os mesmos dados da figura 16. Dessas figuras pode-se ver que os procedimentos de procura por quadrante ou octante proporcionam amostragens mais representativas em área.

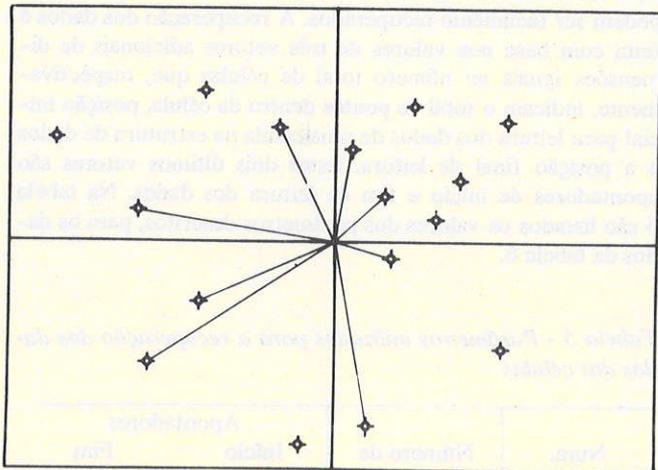


Figura 17 - Pesquisa dos vizinhos mais próximos, tomando 2 pontos por quadrante, segundo Harbaugh et al. 1977

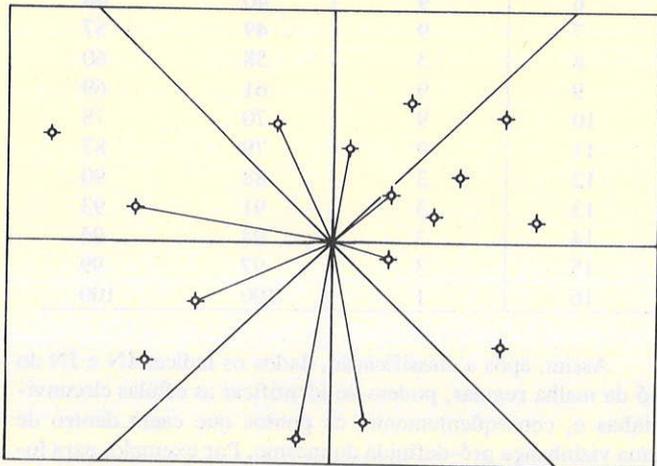


Figura 18 - Pesquisa dos vizinhos mais próximos, tomando um ponto por octante segundo Harbaugh et al. 1977

Método para a localização dos pontos vizinhos próximos No item anterior foram discutidos os tipos possíveis de distribuição dos pontos de dados bem como, em função desses, os métodos para a definição da vizinhança próxima, que procuram fazer uma amostragem espacial significativa. Um outro problema ao se utilizar de funções locais para interpolação de dados é a localização dos vizinhos próximos ao nó da malha a ser interpolado. A localização dos pontos próximos dentro de um arranjo qualquer de dados é muito importante, pois, se a busca for muito demorada, poderá comprometer, em termos de tempo de computação, todo o algoritmo de interpolação que vier a utilizar o método local. A maneira mais

simples, porém a menos eficiente, para a localização dos pontos próximos seria medir a distância entre o ponto a ser interpolado e todos os pontos do conjunto de dados, considerando apenas aqueles pontos que caem dentro de alguma distância prefixada. Davis (1973), por exemplo, utiliza-se desse procedimento para a localização dos pontos vizinhos em seu programa de interpolação usando o método Shepard.

O algoritmo desenvolvido por Yamamoto (1986) e descrito a seguir utiliza algumas informações da malha regular, que é superposta aos dados irregularmente distribuídos. A idéia básica desse algoritmo foi procurar os pontos vizinhos dentro das células circunvizinhas ao nó a ser interpolado.

A figura 19 mostra uma malha regular de 4 x 4 nós, superposta a um conjunto de 100 pontos de dados gerados aleatoriamente, com origem em (0,0) e abertura igual a 3 em ambos os eixos. As células são então numeradas seqüencialmente do sul para norte e de leste para oeste.

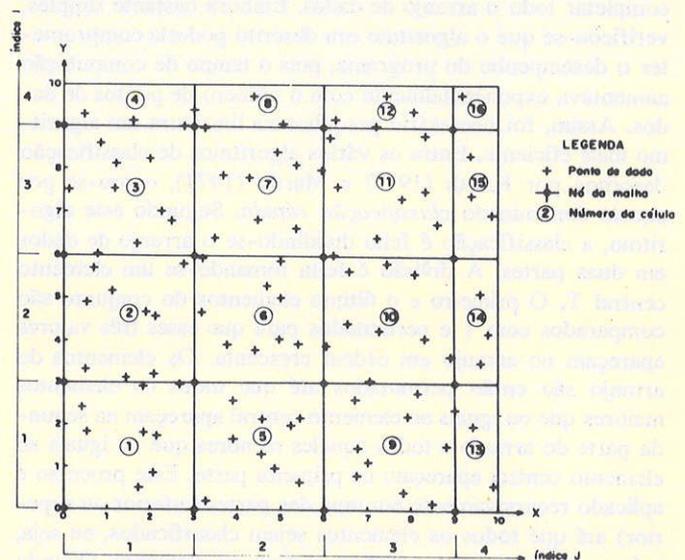


Figura 19 - Mapa de localização dos pontos com a malha regular superposta e a subdivisão em células

Os pontos de dados lidos pelo programa em qualquer ordem são classificados segundo a seqüência definida para as células. Isso é feito pelo cálculo do número de célula para cada ponto de dado, por meio dos índices I e J associados às coordenadas Y e X, respectivamente, de acordo com as fórmulas a seguir:

$$I = (Y - YMIN)/DY + 1 \quad (49)$$

$$J = (X - XMIN)/DX + 1 \quad (50)$$

em que: XMIN é a coordenada X mínima
 YMIN é a coordenada Y mínima
 DX é a abertura da célula no eixo X
 DY é a abertura da célula no eixo Y

Calculados os dois índices, pode-se identificar a célula a que o ponto pertence, usando a seguinte equação:

$$NCEL = I + NY * (J - 1) \quad (51)$$

em que: NY é o número de células no eixo Y
NCEL é o número da célula

Os pontos de dados são, então, classificados em ordem crescente do número da célula. A classificação foi feita inicialmente utilizando-se a adaptação de um algoritmo bastante conhecido e denominação informalmente de *classificação da bolha* (Knuth 1973). O algoritmo original, e como foi descrito por Knuth (1973), classifica os dados em ordem decrescente de "bolhas", porque as bolhas maiores sobem para ocupar as suas verdadeiras posições. Para classificar os dados de um conjunto em ordem crescente, este algoritmo procede da seguinte maneira: toma-se o primeiro elemento do arranjo e o compara com os demais elementos; se existir algum valor menor que o mesmo, faz-se a permuta colocando-o na primeira posição. O procedimento é repetido tomando-se o segundo elemento e procurando-se nos demais valores do arranjo o segundo menor valor do conjunto e assim, sucessivamente, até completar todo o arranjo de dados. Embora bastante simples, verificou-se que o algoritmo ora descrito poderia comprometer o desempenho do programa, pois o tempo de computação aumentava exponencialmente com o número de pontos de dados. Assim, foi necessário pesquisar na literatura um algoritmo mais eficiente. Entre os vários algoritmos de classificação descritos por Knuth (1973) e Martin (1971), optou-se por aquele denominado *classificação rápida*. Segundo este algoritmo, a classificação é feita dividindo-se o arranjo de dados em duas partes. A divisão é feita tomando-se um elemento central T. O primeiro e o último elementos do conjunto são comparados com T e permutados para que esses três valores apareçam no arranjo em ordem crescente. Os elementos do arranjo são então permutados até que todos os elementos maiores que ou iguais ao elemento central apareçam na segunda parte do arranjo e todos aqueles menores que ou iguais ao elemento central apareçam na primeira parte. Este processo é aplicado recursivamente em uma das partes (inferior ou superior) até que todos os elementos sejam classificados, ou seja, até que todas as partes tenham apenas um elemento. Quando uma parte é finalmente classificada, o processo começa novamente sobre a parte ainda não classificada do arranjo inicial. Para o presente estudo foi utilizada a sub-rotina em FORTRAN IV, que implementa o algoritmo da classificação rápida desenvolvida por Singleton (1969).

A título de ilustração, a tabela 4 apresenta os tempos de execução, em segundos, do computador Burroughs B 6900, usando os dois algoritmos de classificação aqui descritos para dois conjuntos de pontos de dados gerados aleatoriamente.

Como se pode observar, o tempo de execução do algoritmo de classificação rápida aumenta linearmente com o número de pontos, além de os tempos de execução serem significativamente menores em valores absolutos em relação ao algoritmo de classificação da bolha.

Tabela 4 - Tempos de execução, em segundo, do Burroughs B6900 obtidos para os dois algoritmos de classificação testados

Número de pontos	Classificação da bolha	Classificação rápida
1.000	10,510	1,304
5.000	277,316	6,329

A tabela 5 contém parâmetros que foram obtidos a partir dos dados da tabela 6. Nesta, são apresentadas as coordenadas dos pontos de dados introduzidas em qualquer ordem, os respectivos índices I e J, o número da célula e novamente as coordenadas classificadas em ordem crescente do número da célula. Como se pode verificar nesta figura, o procedimento aqui desenvolvido organiza os dados em uma estrutura em que podem ser facilmente recuperados. A recuperação dos dados é feita com base nos valores de três vetores adicionais de dimensões iguais ao número total de células que, respectivamente, indicam o total de pontos dentro da célula, posição inicial para leitura dos dados de uma célula na estrutura de dados e a posição final de leitura. Estes dois últimos vetores são apontadores de início e fim de leitura dos dados. Na tabela 5 são listados os valores dos parâmetros descritos, para os dados da tabela 6.

Tabela 5 - Parâmetros utilizados para a recuperação dos dados das células

Num. cel.	Número de pontos	Apontadores	
		Início	Fim
1	9	1	9
2	9	10	18
3	9	19	27
4	3	28	30
5	9	31	39
6	9	40	48
7	9	49	57
8	3	58	60
9	9	61	69
10	9	70	78
11	9	79	87
12	3	88	90
13	3	91	93
14	3	94	96
15	3	97	99
16	1	100	100

Assim, após a classificação, dados os índices IN e JN do nó da malha regular, podem-se identificar as células circunvizinhas e, conseqüentemente, os pontos que caem dentro de uma vizinhança pré-definida do mesmo. Por exemplo, para localizar os 16 pontos mais próximos ao nó da malha regular com índices IN e JN iguais a 3, pesquisam-se as quatro células (6, 7, 10 e 11). Na tabela 6, verifica-se que essas quatro células contêm 36 pontos de dados e, portanto, suficientes para a localização dos 16 pontos mais próximos, que é feita medindo-se a distância entre o nó e todos os 36 pontos de dados e considerando somente os 16 pontos com as menores distâncias. Dessa forma, é possível localizar para qualquer nó da malha regular a vizinhança que contém os pontos mais próximos do mesmo.

Contorno automático Esta é a fase do processamento na qual a malha regular interpolada é pesquisada, segundo algum algoritmo, para produzir as curvas de contorno ou de isovalores em traçadores digitais (*plotters*).

Os mapas de contorno são a forma de representação gráfica mais usual nas geociências. A interpretação do mapa de isovalores, no caso de dados geológicos, é feita superpondo-se ao mesmo uma base geológica para facilitar as correla-

ções entre a Geologia e a variação espacial de um determinado parâmetro.

Na literatura consultada pôde-se verificar a existência de vários algoritmos para contorno automático. Entretanto, com a interpolação da malha regular, tais algoritmos ficam restritos a dois tipos:

- O primeiro, denominado *método das células* (Fig. 20), pes-

quisa célula por célula, segundo alguma seqüência preestabelecida, até cobrir toda a malha. Em cada célula, o algoritmo determina todas as intersecções de todas as curvas de contorno que porventura estejam presentes, armazenando-as em uma estrutura de dados. Finalmente, todas as intersecções (pares de pontos) de uma determinada curva são recuperadas e desenhadas. Este método foi aperfeiçoado por Pettinati

Tabela 6 - Exemplo ilustrando o algoritmo de classificação para pesquisa dos vizinhos próximos.

DADOS NÃO CLASSIFICADOS					DADOS CLASSIFICADOS			DADOS NÃO CLASSIFICADOS					DADOS CLASSIFICADOS		
Coord. X	Coord. Y	Ind. I	Ind. J	Num. cel.	Coord. X	Coord. Y	Num. cel.	Coord. X	Coord. Y	Ind. I	Ind. J	Num. cel.	Coord. X	Coord. Y	Num. cel.
7,83	0,4	1	3	9	1,85	1,83	1	1,71	6,28	3	1	3	3,7	7,84	7
0,54	4,9	2	1	2	0,55	1,84	1	8,63	6,72	3	3	11	3,5	6,4	7
6,62	5,64	2	3	10	2,14	1,75	1	5,46	2,14	1	2	5	4,49	6,83	7
6,25	6,	3	3	11	0,16	0,03	1	0,8	6,04	3	1	3	5,38	8,09	7
7,45	9,74	4	3	12	0,42	2,41	1	9,78	4,18	2	4	14	5,97	7,94	7
4,39	9,72	4	2	8	1,73	0,52	1	5,24	1,99	1	2	5	3,26	8,94	7
1,63	9,14	4	1	4	1,83	2,9	1	4,49	6,83	3	2	7	5,38	6,62	7
3,77	3,91	2	2	6	2,68	2,95	1	5,02	5,88	2	2	6	4,39	9,72	8
1,22	8,12	3	1	3	2,07	0,86	1	6,77	0,8	1	3	9	3,02	9,38	8
7,21	8,99	3	3	11	2,08	3,22	2	2,68	2,95	1	1	1	5,07	9,05	8
5,38	6,62	3	2	7	0,71	5,69	2	7,29	4,23	2	3	10	6,78	1,46	9
4,59	2,13	1	2	5	2,13	4,59	2	5,07	9,05	4	2	8	7,01	1,12	9
1,91	4,69	2	1	2	1,91	4,69	2	6,35	7,57	3	3	11	8,49	0,16	9
1,12	5,17	2	1	2	1,12	5,17	2	9,9	6,93	3	4	15	7,95	2,17	9
6,29	9,16	4	3	12	0,54	4,9	2	5,38	8,09	3	2	7	7,83	0,4	9
3,91	1,67	1	2	5	1,45	3,13	2	8,81	1,49	1	3	9	6,77	0,8	9
7,02	3,02	2	3	10	0,51	3,33	2	9,89	0,59	1	4	13	8,81	1,49	9
4,29	7,78	3	2	7	2,79	5,78	2	1,2	7,52	3	1	3	8,18	2,73	9
3,29	0,2	1	2	5	1,2	7,52	3	8,18	2,73	1	3	9	6,73	2,58	9
2,79	5,78	2	1	2	1,22	8,12	2	7,95	2,17	1	3	9	7,02	3,02	10
1,73	0,52	1	1	1	2,01	8,23	3	5,42	3,92	2	2	6	6,07	3,86	10
8,33	4,07	2	3	10	0,86	8,59	3	7,01	1,12	1	3	9	8,93	3,62	10
3,02	9,38	4	2	8	2,51	6,8	3	0,16	0,03	1	1	1	7,29	4,23	10
6,78	1,46	1	3	9	2,28	7,01	3	5,02	4,99	2	2	6	8,33	4,07	10
0,42	2,41	1	1	1	1,71	6,28	3	9,02	2,36	1	4	13	8,11	5,57	10
3,5	6,4	3	2	7	0,8	6,04	3	2,01	8,23	3	1	3	7,48	5,81	10
6,56	4,38	2	3	10	0,13	7,51	3	0,55	1,84	1	1	1	6,62	5,64	10
2,81	9	4	1	4	1,63	9,14	4	7,84	7,3	3	3	11	6,56	4,38	10
8,08	9,36	4	3	12	2,81	9	4	7,48	5,81	2	3	10	8,36	7,46	11
3,21	5,92	2	2	6	0,48	9,27	4	9,6	5,12	2	4	14	7,25	6,4	11
4,98	4,04	2	2	6	3,29	0,2	5	2,14	1,75	1	1	1	6,25	6	11
0,51	3,33	2	1	2	4,59	2,13	5	5,97	7,94	3	2	7	8,63	6,72	11
8,11	5,57	2	3	10	3,9	2,55	5	4,87	0,97	1	2	5	7,84	7,3	11
0,13	7,51	3	1	3	4,56	1,32	5	7,25	6,4	3	3	11	6,35	7,57	11
6,73	2,58	1	3	9	5,24	1,99	5	9,62	3,48	2	4	14	8,34	8,78	11
4,42	3,78	2	2	6	3,91	1,67	5	5,45	0,65	1	2	5	7,21	8,99	11
9,37	8,3	3	4	15	5,46	2,14	5	1,85	1,83	1	1	1	6,16	8,72	11
8,49	0,16	1	3	9	5,45	0,65	5	3,26	8,94	3	2	7	7,45	9,74	12
8,34	8,78	3	3	11	4,87	0,97	5	1,83	2,9	1	1	1	6,29	9,16	12
2,51	6,8	3	1	3	5,42	3,92	6	6,07	3,86	2	3	10	8,08	9,36	12
3,9	2,55	1	2	5	3,19	4,68	6	0,48	9,27	4	1	4	9,02	2,36	13
3,7	7,84	3	2	7	4,7	5,28	6	8,93	3,62	2	3	10	9,42	1,96	13
6,16	8,72	3	3	11	3,77	3,91	6	4,56	1,32	1	2	5	9,89	0,59	13
8,36	7,46	3	3	11	5,02	5,88	6	4,94	8,36	3	2	7	9,62	3,48	14
9,17	9,75	4	4	16	4,98	4,04	6	9,4	7,38	3	4	15	9,6	5,12	14
2,13	4,59	2	1	2	4,42	3,78	6	0,86	8,59	3	1	3	9,78	4,18	14
9,42	1,96	1	4	13	5,02	4,99	6	4,7	5,28	2	2	6	9,4	7,38	15
2,28	7,01	3	1	3	3,21	5,92	6	1,45	3,13	2	1	2	9,9	6,93	15
2,07	0,86	1	1	1	4,94	8,36	7	3,19	4,68	2	2	6	9,37	8,3	15
0,71	5,69	2	1	2	4,29	7,78	7	2,08	3,22	2	1	2	9,17	9,75	16

(1983), que incluiu o armazenamento temporário das intersecções para a recuperação das mesmas curva por curva para o traçado contínuo. Esta modificação permitiu àquele autor fazer anotações do valor da curva sobre a mesma durante o traçado. O método das células, originalmente desenvolvido, não permitia fazer anotações sobre a curva e apresentava um tempo de desenho muito grande, pois a cada par de pontos havia necessidade de deslocamento da pena do *plotter* para a posição do outro par de pontos.

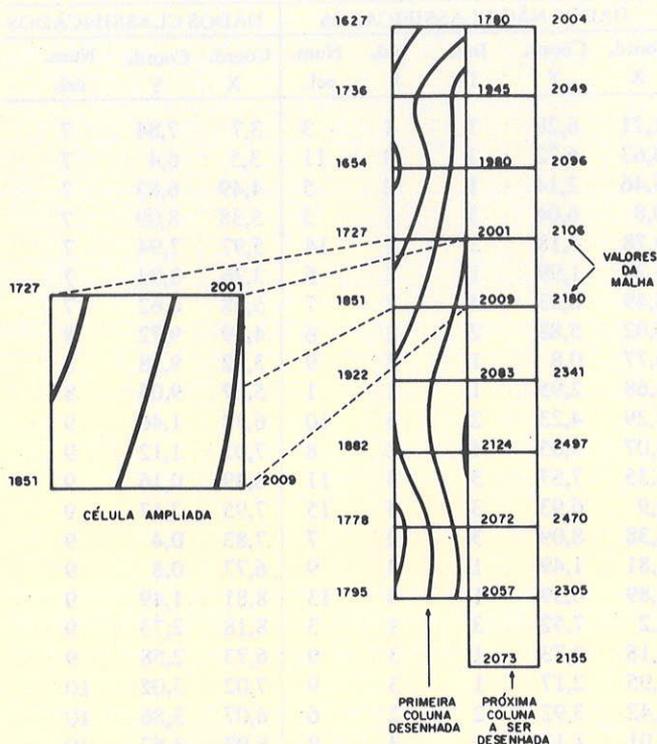


Figura 20 - Pesquisa e traçado das curvas de contorno pelo método das células, segundo IBM (1965)

● O segundo, denominado *método de rastreamento* (Fig. 21), é o mais comum entre os algoritmos utilizados nos programas de computação para traçado automático de curvas de contorno, inclusive naqueles disponíveis comercialmente. Este algoritmo segue as curvas de contorno, ou seja, a partir de algum ponto inicial são pesquisados os demais pontos que pertencem a uma determinada curva até coincidir ou com o ponto inicial (curva fechada), ou com a borda mapa (curva aberta). Os principais algoritmos desse tipo foram descritos por Dayhoff (1963), Batcha & Reese (1964), Cottafava & Le Moli (1969), Palmer (1970) e Snyder (1978).

Foi adotado neste trabalho o método de rastreamento para pesquisa e desenho das curvas de isovalores, porque este pode ser facilmente implementado em programas de computação.

Especificamente, foi adotado o método de contorno descrito por Batcha & Reese (1964), no qual o interior de uma célula é subdividido em quatro triângulos, cujo vértice comum é o ponto central da célula e calculado como sendo a média aritmética dos quatro nós da célula. A figura 22 mostra os traçados possíveis de um trecho da curva de contorno quando a célula não é subdividida e também quando a mesma é subdividida em dois e quatro triângulos. A subdivisão do interior da

célula em quatro triângulos introduz uma melhora no aspecto final da curva, pois a mesma fica mais suavizada.

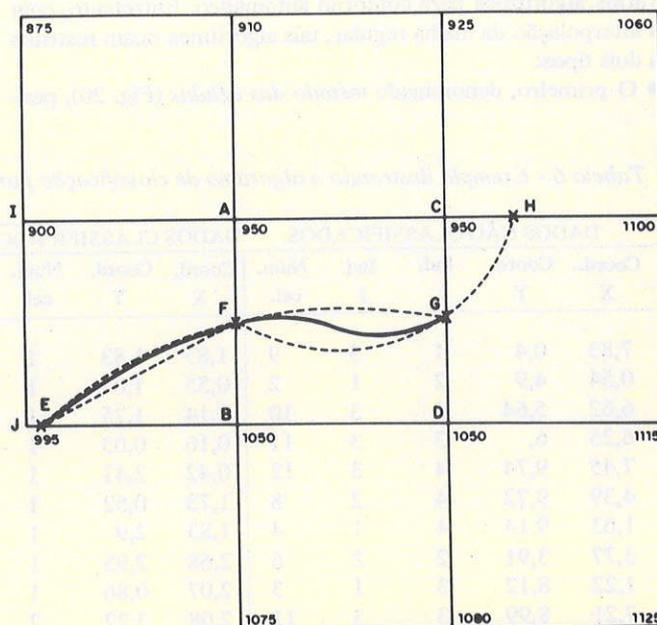


Figura 21 - Pesquisa e traçado da curva de contorno pelo método do rastreamento, segundo IBM (1965)

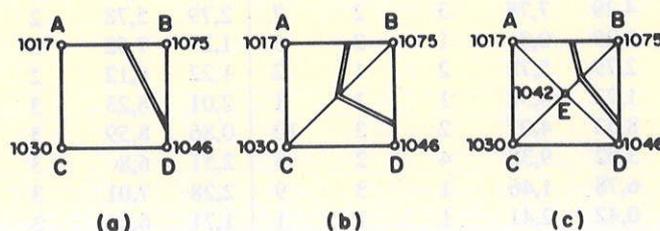


Figura 22 - Traçados possíveis de um trecho da curva no interior de uma célula, quando esta não é subdividida em triângulos (a), subdividida em dois triângulos (b) e subdividida em quatro triângulos (c), segundo Batcha & Reese 1964

Quando o mapa de contorno for muito grande, e conseqüentemente o número de células, é conveniente subdividir o mesmo em partes e processá-las individualmente. Este procedimento pode diminuir o tempo de processamento à medida que muitas células que não apresentam uma determinada curva deixam de ser pesquisadas.

Projeção em perspectiva Uma outra representação gráfica possível de um arranjo regular de dados é a projeção em perspectiva, que tem um caráter apenas qualitativo. Essas representações permitem que as superfícies, topográficas ou não, sejam facilmente visualizadas e interpretadas.

A projeção em perspectiva consiste em tomar as três coordenadas da malha regular transformando-as em duas que são lançadas no plano. A união de todos esses pontos no plano irá produzir o desenho em perspectiva da superfície ou do modelo digital.

A figura 23 mostra geometricamente como é obtida a perspectiva de um determinado objeto ou sólido. Nela pode-se ver que a perspectiva é função da posição e da distância do observador em relação ao objeto.

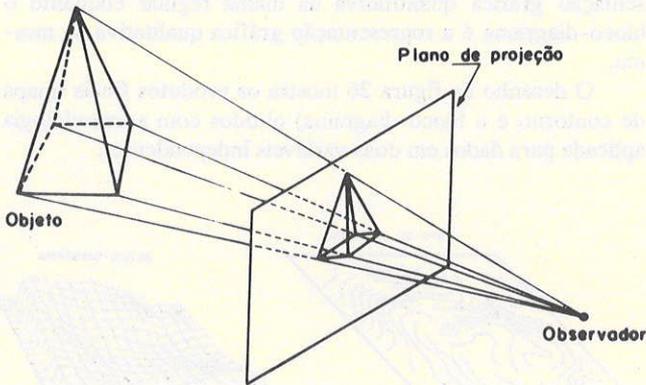


Figura 23 - Desenho mostrando a geometria da projeção em perspectiva (baseado em Bouknight 1983)

As transformações necessárias para se fazer a projeção em perspectiva foram desenvolvidas por Kubert *et al.* (1968). É preciso ressaltar que todas as referências consultadas sobre o desenho automático em perspectiva de objetos ou superfícies utilizam o algoritmo desenvolvido por aqueles autores. Tais cálculos encontram-se descritos a seguir.

Dado o ponto de coordenadas (cx,cy,cz) onde se localiza o observador e o ponto (ccx,ccy,ccz), centro do plano de projeção, calcula-se a distância (D):

$$D = [(cx - ccx)^2 + (cy - ccy)^2 + (cz - ccz)^2]^{1/2} \quad (52)$$

A reta de distância D que une esses dois pontos é denominada linha de visada. Os ângulos dessa linha em relação aos eixos X, Y e Z são calculados pelas fórmulas (53), (54) e (55), respectivamente:

$$\alpha = \text{acos} [(ccx - cx)/D] \quad (53)$$

$$\beta = \text{acos} [(ccy - cy)/D] \quad (54)$$

$$\gamma = \text{acos} [(ccz - cz)/D] \quad (55)$$

Com esses elementos, pode-se calcular a transformação em perspectiva de um ponto qualquer de coordenadas (X,Y,Z) para um ponto no plano de projeção definido como (xp, yp).

A seqüência de cálculos é a que segue:

$$QX = cx + D \cdot \cos(\alpha) \quad (56)$$

$$QY = cy + D \cdot \cos(\beta) \quad (57)$$

$$QZ = cz + D \cdot \cos(\gamma) \quad (58)$$

$$AK = D / [(X - cx) \cdot \cos(\alpha) + (Y - cy) \cdot \cos(\beta) + (Z - cz) \cdot \cos(\gamma)] \quad (59)$$

$$RX = cx + AK \cdot (X - cx) \quad (60)$$

$$RY = cy + AK \cdot (Y - cy) \quad (61)$$

$$RZ = cz + AK \cdot (Z - cz) \quad (62)$$

Finalmente, calcula-se (xp,yp) como:

$$xp = [(RX - QX) \cdot \cos(\beta) - (RY - QY) \cdot \cos(\alpha)] / \sin(\gamma) \quad (63)$$

$$yp = (RZ - QZ) / \sin(\gamma) \quad (64)$$

Dessa forma, calculam-se as transformações de todos os pontos da malha regular obtendo-se, assim, o conjunto de pontos que compõem a projeção em perspectiva de uma superfície qualquer.

Eliminação de linhas ocultas O passo seguinte à transformação em perspectiva da malha regular seria a obtenção do desenho pela união de todos os pares de pontos. Entretanto, a simples união desses pontos irá produzir um desenho em que várias linhas estarão cruzando-se. Isso acontece porque certas linhas ou trechos das mesmas, em função da perspectiva, ficarão ocultas ao observador. Essas linhas devem ser eliminadas antes do desenho das mesmas pela aplicação de algoritmos específicos para esse fim. A figura 24 mostra um bloco-diagrama com as linhas ocultas desenhadas enquanto na figura 25 tem-se o mesmo desenho em que essas linhas foram eliminadas.

Os principais algoritmos para a eliminação de linhas ocultas para desenho em perspectiva de superfícies representadas por malhas regulares foram apresentados por Kubert *et al.* (1968), Williamson (1972), Graham (1972), Wright (1973) e Anderson (1982).

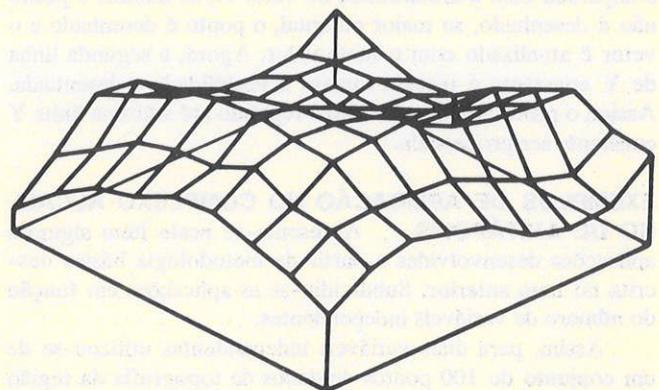


Figura 24 - Bloco-diagrama de uma superfície com as linhas ocultas desenhadas (Pettinati 1983)

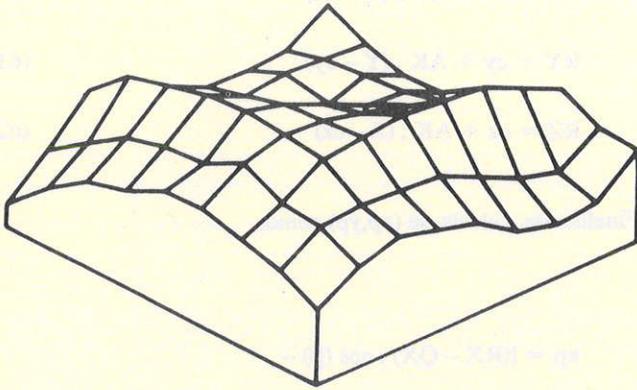


Figura 25 - Bloco-diagrama da mesma superfície com as linhas ocultas eliminadas (Pettinati 1983)

Entre esses algoritmos, foi escolhido o publicado por Wright (1973), que, por ser bastante simples, é facilmente implementado em programas de computação para desenho em perspectiva de superfície.

O algoritmo de Wright trabalha no plano de projeção, que pode ser ora a tela do monitor de vídeo, ora o plano da mesa do *plotter*. Nesse plano de projeção define-se um vetor H, paralelo ao eixo XP, cuja dimensão será igual à resolução da unidade de saída que for utilizada. Por exemplo, se o dispositivo de saída for um monitor de vídeo com resolução de 1.024 por 1.024 pontos, o vetor H seria dimensionado com 1.024 posições.

O vetor H é utilizado para armazenar as alturas, abaixo das quais nenhuma linha é desenhada.

O processamento começa pela escolha do eixo de coordenadas no sistema original, que está mais próximo ao observador. Se, por exemplo, este for o eixo Y, então as linhas de Y constante ou paralelas ao eixo X serão desenhadas.

A primeira linha, por estar mais próxima do observador, será totalmente visível e, portanto, totalmente desenhada. O vetor H é armazenado com os valores de altura dessa linha. Isso significa que nenhuma linha ou trecho dela com altura menor que a encontrada na primeira será desenhada. Antes de prosseguir com o processamento da segunda linha de Y constante, processam-se todos os trechos das linhas de X constante compreendidos entre a primeira e a segunda linhas. Para cada trecho das linhas de X constante, a altura do ponto é comparada com a armazenada no vetor H, se menor, o ponto não é desenhado, se maior ou igual, o ponto é desenhado e o vetor é atualizado com o novo valor. Agora, a segunda linha de Y constante é testada quanto à visibilidade e desenhada. Assim, o procedimento descrito é repetido até a última linha Y constante ser processada.

EXEMPLOS DE APLICAÇÃO NO COMPLEXO ALCALINO DE ANITÁPOLIS Apresenta-se neste item algumas aplicações desenvolvidas a partir da metodologia básica descrita no item anterior. Subdividiu-se as aplicações em função do número de variáveis independentes.

Assim, para duas variáveis independentes utilizou-se de um conjunto de 100 pontos de dados de topografia da região da intrusão do Complexo Alcalino de Anitápolis, extraídos da Folha SG-22-Z-D-IV (IBGE 1976). E, finalmente, para exemplificar as aplicações com dados em três variáveis independentes utilizou-se dos dados de análises químicas distribuí-

dos ao longo de 40 furos de sondagem totalizando 396 pontos de dados.

Representações gráficas de malhas regulares bidimensionais As representações gráficas espaciais mais usuais para dados em duas variáveis independentes são o mapa de contorno e o bloco-diagrama. O mapa de contorno é a representação gráfica quantitativa da malha regular enquanto o bloco-diagrama é a representação gráfica qualitativa da mesma.

O desenho da figura 26 mostra os produtos finais (mapa de contorno e o bloco-diagrama) obtidos com a metodologia aplicada para dados em duas variáveis independentes.

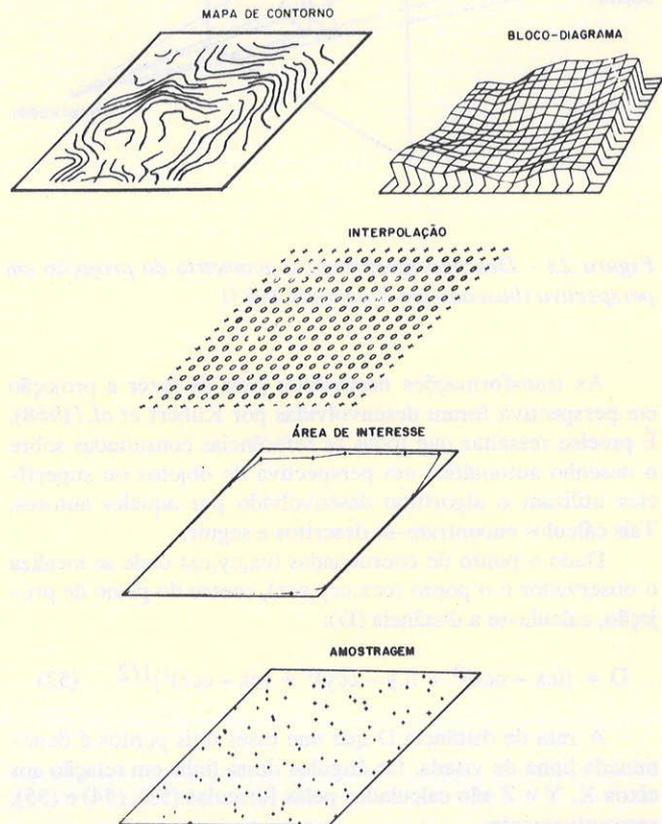


Figura 26 - Representações gráficas espaciais de dados em duas variáveis independentes

A figura 27 apresenta o mapa de localização dos pontos bem como a fronteira convexa dos mesmos. A interpolação da malha regular foi feita somente dentro do domínio da fronteira convexa.

A figura 28 apresenta o mapa de contorno que representa, aproximadamente (em função dos 100 pontos de amostragem), a superfície topográfica na região da intrusão do Complexo.

A interpolação da malha regular de 17 x 17 nós foi feita pelo ajuste local de equações multiquádricas, utilizando-se dos 16 pontos vizinhos próximos e constante C igual a 16 vezes a distância média entre os pontos de dados. Utilizou-se de constantes grandes porque os ajustes, das equações multiquádricas, foram feitos no domínio logarítmico com o objetivo de diminuir a variabilidade dos dados e, conseqüentemente, obter ajustes mais precisos.

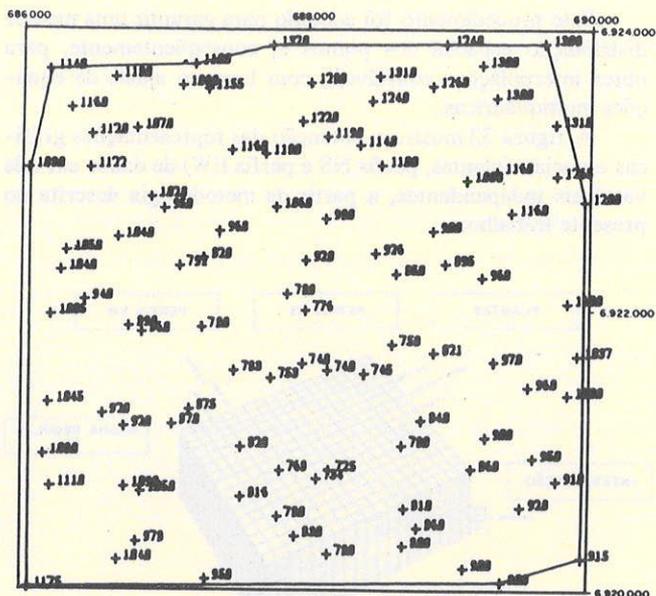


Figura 27 - Mapa de localização dos pontos de dados de topografia com desenho da fronteira convexa dos mesmos

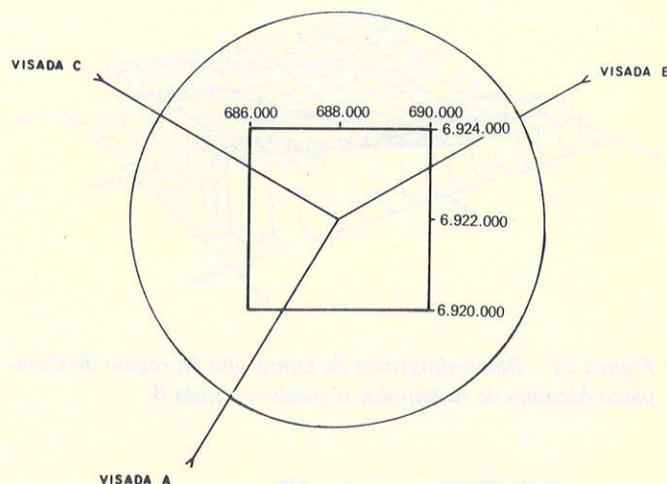


Figura 29 - Desenho esquemático mostrando a localização das visadas A, B e C

Tabela 7 - Parâmetros das perspectivas A, B e C

Visada	α	β	γ	Distância (m)
A	61,65	37,79	112,78	10,846,19
B	142,98	117,45	112,78	10,846,19
C	37,02	117,45	112,78	10,845,19

As figuras 30, 31 e 32 apresentam os blocos-diagramas das visadas A, B e C, respectivamente. Nessas figuras podem-se observar a zona central deprimida bem como as principais drenagens.

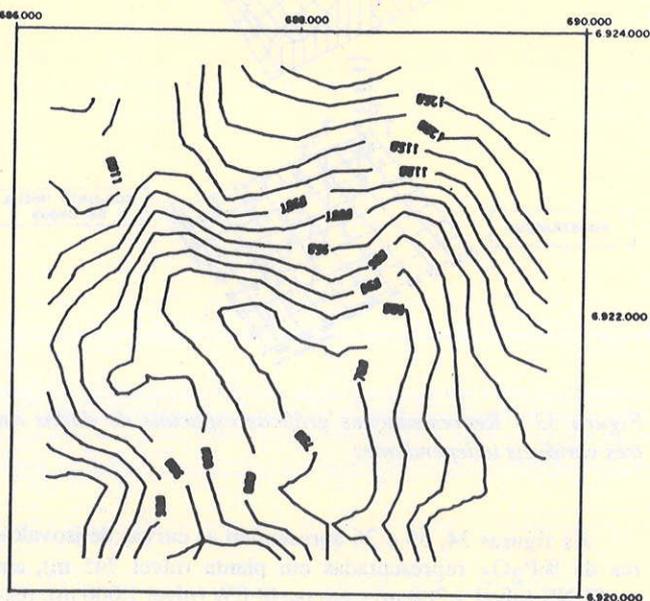


Figura 28 - Mapa de contorno dos dados de topografia da região do Complexo Alcalino de Anitápolis

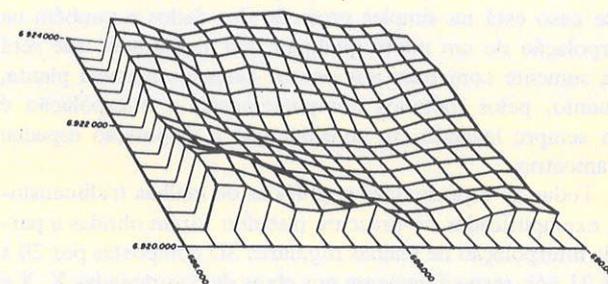


Figura 30 - Bloco-diagrama da topografia da região do Complexo Alcalino de Anitápolis, segundo a visada A

O contorno automático foi efetuado pelo método do rasreamento.

A projeção em perspectiva da malha regular interpolada resulta no bloco-diagrama, que é a forma de representação gráfica qualitativa da mesma. Os parâmetros da perspectiva, que determinam a posição do observador em relação à superfície, das três visadas escolhidas (Fig. 29) encontram-se listados na tabela 7.

Representações gráficas de malhas regulares tridimensionais

As vantagens de se conhecer o mapa tridimensional de uma jazida ou a geometria do corpo mineralizado são claras. Por exemplo, numa fase inicial da pesquisa de um jazimento qualquer, o conhecimento do mapa da variação espacial do minério poderá orientar os trabalhos futuros de pesquisa e, já na fase de exploração, poderá orientar os trabalhos de lavra, incluindo desmonte e mistura de blocos de diferentes teores.

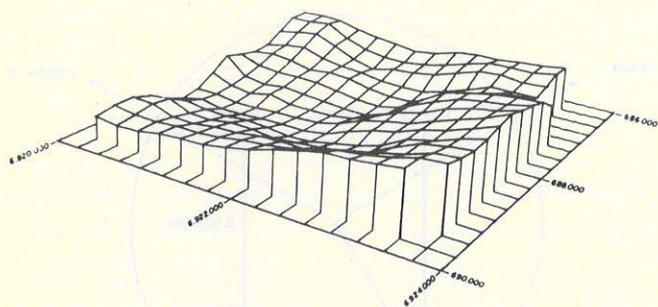


Figura 31 - Bloco-diagrama da topografia da região do Complexo Alcalino de Anitápolis, segundo a visada B

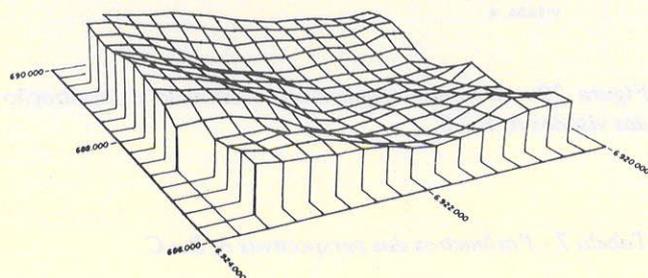


Figura 32 - Bloco-diagrama da topografia da região do Complexo Alcalino de Anitápolis, segundo a visada C

A obtenção das representações gráficas de malhas tridimensionais como perfis e plantas só é possível fazendo a interpolação de uma malha regular em 3D. A obtenção de plantas e perfis de modo manual é aproximada porque não leva em consideração a ponderação espacial dos dados. Por exemplo, na obtenção manual de uma planta a um determinado nível da jazida, seriam considerados somente as amostras que porventura caíssem naquele nível e algumas que em função da proximidade seriam simplesmente projetadas no mesmo. O erro nesse caso está na simples projeção dos dados e também na interpolação de um ponto qualquer não amostrado, que será feita somente com base nos pontos lançados naquela planta, enquanto, pelos métodos computacionais, a interpolação é feita sempre levando em consideração a disposição espacial das amostras.

Todas as representações gráficas de malhas tridimensionais exemplificadas no presente trabalho foram obtidas a partir da interpolação de malhas regulares 3D compostas por 20 x 17 x 21 nós, respectivamente nos eixos de coordenadas X, Y e Z. Essas interpolações foram feitas utilizando-se equações multiquádricas locais, ajustadas com base nos 24 pontos vizinhos ao nó e constante C igual a 0,02 vez a distância média entre amostras.

Devido à distribuição semi-regular dos pontos de dados (ao longo dos furos de sondagem), a pesquisa dos vizinhos próximos foi feita após a subdivisão da região em torno do nó em oito setores e tomando-se os três pontos mais próximos em cada um desses, totalizando 24 pontos. Impondo-se essa restrição, muitos nós, principalmente os situados no limite da fronteira convexa, não seriam interpolados porque alguns setores estariam vazios e o critério de 24 pontos não seria satisfeito. Assim, para esses casos, adotou-se um limite mínimo de 8 pontos para que o nó pudesse ser interpolado.

Este procedimento foi adotado para garantir uma melhor distribuição espacial dos pontos e, conseqüentemente, para obter interpolações confiáveis, com base no ajuste de equações multiquádricas.

A figura 33 mostra a obtenção das representações gráficas espaciais (plantas, perfis NS e perfis EW) de dados em três variáveis independentes, a partir da metodologia descrita no presente trabalho.

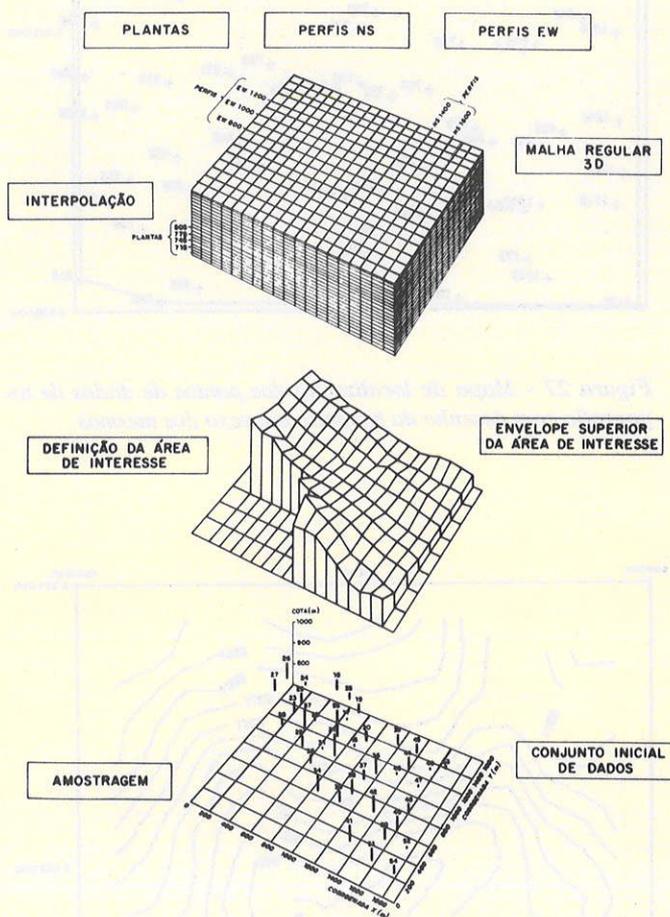


Figura 33 - Representações gráficas espaciais de dados em três variáveis independentes

As figuras 34, 35 e 36 apresentam as curvas de isovalores de $\%P_2O_5$ representadas em planta (nível 745 m), em perfil NS (nível 1.200 m) e em perfil EW (nível 1.000 m), respectivamente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A metodologia básica apresentada no presente trabalho permite automatizar o procedimento para obtenção de representações gráficas espaciais em geociências auxiliadas por computador, liberando o técnico especializado, que normalmente faz o traçado manual dessas figuras, para tarefas mais nobres. Nesse sentido, o domínio da metodologia é de vital importância para a produção automática de desenhos confiáveis e de alta qualidade.

Embora os programas de computação, segundo a metodologia apresentada, tenham sido escritos e instalados em computadores de grande porte, atualmente é possível adaptá-los para microcomputadores nacionais de 16 bits (estações de trabalhos independentes), tornando o sistema totalmente portátil e compatível.

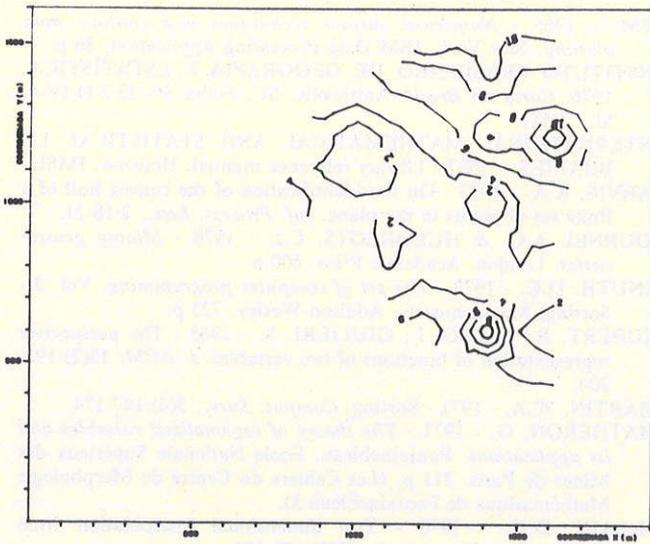


Figura 34 - Curvas de isovalores de % P₂O₅ na planta do nível de 745 m

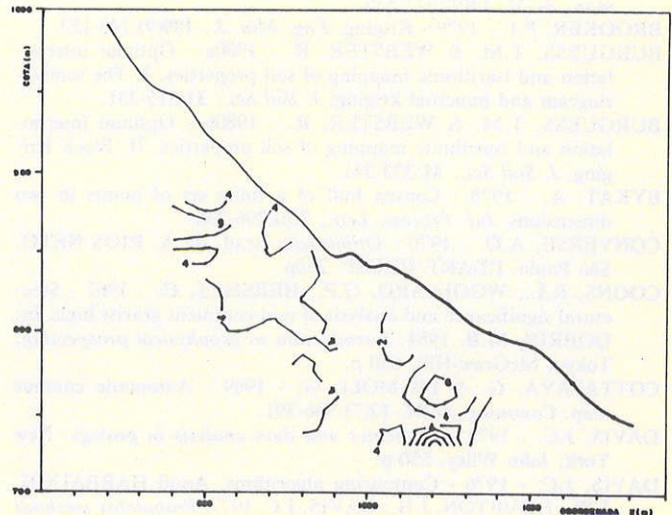


Figura 36 - Curvas de isovalores de % P₂O₅ no perfil EW 1.000

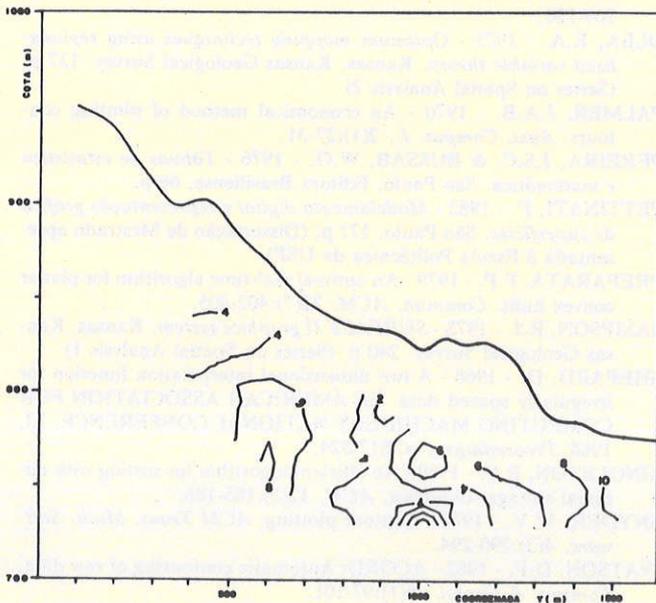


Figura 35 - Curvas de isovalores de % P₂O₅ no perfil WS 1.200

Finalmente, o trabalho teve como objetivo descrever a metodologia básica, a partir da qual poderão ser obtidas outras formas de representações gráficas espaciais de dados geológicos. Por exemplo, a partir das técnicas de projeção em perspectiva e eliminação de linhas ocultas podem-se obter diagramas em cerca e blocos-diagramas compostos. Portanto, a metodologia apresentada é passível de modificações e adaptações para atender à necessidade específica em algum tipo de representação gráfica do pesquisador.

Agradecimentos O autor expressa seus mais sinceros agradecimentos a todas as pessoas que direta ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho. Ao Professor Dr. Gilberto Amaral, pela orientação e estímulo dados à dissertação de Mestrado do Autor, da qual foi derivado este artigo. Ao Professor Dr. Paulo Milton Barbosa Landim, pela criteriosa revisão do manuscrito e sugestões dadas. Ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, que assegurou o apoio institucional durante o desenvolvimento do projeto de pesquisa. Às Indústrias Luchsinger Madörin S.A., pela autorização dada ao uso dos dados de análises químicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKIMA, H. - 1974 - A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting based on local procedures. *Commun. ACM*, 17(1):26-31.
- AKIMA, H. - 1978 - A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points. *ACM Trans. Math. Software*, 4(2):148-159.
- AMARAL, G. - 1976 - Teste de análise de superfícies de tendência para distribuições aleatórias. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG. V. 3, p. 233-237.
- ANDERSON, D.P. - 1982 - Hidden line elimination in projected grided surfaces. *ACM Trans. Graphics*, 1(4):274-288.
- ANDERSON, K.R. - 1976 - Simple algorithm for positioning a point close to a boundary. *Math. Geol.*, 8(1):105-106.
- BARNHILL, R.E. - 1983 - A survey of the representation and design of surfaces. *IEEE Comput. Graphics Appl.*, 3(7):9-16.
- BATCHA, J.P. & REESE, J.R. - 1964 - Surface determination and automatic contouring for mineral exploration, extraction, and processing. *Q. Colo. Sch. Mines*, 59(1):1-14.

- BENGTSSON, B. & NORDBECK, S. - 1964 - Construction of isarithms and isarithmic maps by computer. *BIT*, 4:87-105.
- BOUKNIGHT, W.J. - 1970 - A procedure for generation of three-dimensional half-toned computer graphics presentations. *Commun. ACM*, 13(9):527-536.
- BROOKER, P.I. - 1979 - Kriging. *Eng. Min. J.*, 180(9):148-153.
- BURGUESS, T.M. & WEBSTER, R. - 1980a - Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, I: The semivariogram and punctual kriging. *J. Soil Sci.*, 31:315-331.
- BURGUESS, T.M. & WEBSTER, R. - 1980b - Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, II: Block Kriging. *J. Soil Sci.*, 31:333-341.
- BYKAT, A. - 1978 - Convex hull of a finite set of points in two dimensions. *Inf. Process. Lett.*, 7(6):296-298.
- CONVERSE, A.O. - 1970 - *Otimização*. trad. de A. RIOS NETO. São Paulo. EDART/EDUSP. 262p.
- COONS, R.L.; WOOLLARD, G.P.; HERSHEY, G. - 1967 - Structural significance and analysis of mid-continent gravity high. In: DOBRIN, M.B. 1981. *Introduction to geophysical prospecting*. Tokyo, McGraw-Hill. 630 p.
- COTTAFAVA, G. & LE MOLI, G. - 1969 - Automatic contour map. *Commun. ACM*, 12(7):386-391.
- DAVIS, J.C. - 1973 - *Statistics and data analysis in geology*. New York, John Wiley. 550 p.
- DAVIS, J.C. - 1976 - Contouring algorithms. Apud HARBAUGH, J.W.; DOVETON, J.H.; DAVIS, J.C. 1977. *Probability methods in oil exploration*. New York, John Wiley. 269 p.
- DAYHOFF, M.O. - 1963 - A contour-map program for X-ray crystallography. *Commun. ACM*, 6(10):620-622.
- DELFINER, P. & DELHOMME, J.P. - 1975 - Optimum interpolation by kriging. In: DAVIS, J.C. & McCULLAGH, M.J. (eds.) *Display and analysis of spatial data*. New York, John Wiley. 378 p.
- DORN, W.S. & McCRAKEN, D.D. - 1978 - *Cálculo numérico com estudos de casos em FORTRAN IV*. trad. de J.A.R. dos SANTOS e A.L.S. de ALMEIDA. Rio de Janeiro, CAMPUS/EDUSP. 568 p.
- DOUGENICK, J.A. & SHEEHAN, D.E. - 1975 - *SYMAP user's reference manual*. Massachusetts, Laboratory for Computer Graphics and Spatial Analysis.
- EDDY, W.F. - 1977 - A new convex hull algorithm for planar sets. *ACM Trans. Math. Software*, 3(4):348-403.
- FADDEVA, V.N. - 1959 - *Computational methods of linear algebra*. New York, Dover Publications. 252 p.
- FRANKE, R. - 1982 - Scattered data interpolation: Test of some methods. *Math. Comput.*, 38(157):181-200.
- FRANKE, R. & NIELSON, G. - 1980 - Smooth interpolation of large sets of scattered data. *Int. J. Num. Meth. Eng.*, 15:1691-1704.
- GIANNINI, P.C.F. & FERNANDES, H.G. - 1984 - Aplicação de análise de tendências por regressão múltipla a parâmetros sedimentológicos em duas áreas da costa sudoeste paulista. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. V. 1, p. 145-158.
- GOLD, C.M.; CHARTERS, T.D.; RAMSDEN, J. - 1977 - Automated contour mapping using triangular element data structures and an interpolant over each irregular domain. *Comput. Graphics*, 11:170-175.
- GRAHAM, R.L. - 1972 - An efficient algorithm for determining the convex hull of a finite planar set. *Inf. Process. Lett.*, 1:132-133.
- GREEN, P.J. & SILVERMAN, B.W. - 1979 - Constructing the convex hull of a set of points in the plane. *Comput. J.*, 22(3):262-266.
- HALL, J.K. - 1975 - PTLOC — A FORTRAN subroutine for determining the position of a point relative to a closed boundary. *Math. Geol.*, 7(1):75-79.
- HARBAUGH, J.W. & MERRIAM, D.F. - 1968 - *Computer applications in stratigraphic analysis*. New York, John Wiley. 282 p.
- HARBAUGH, J.W.; DOVETON, J.H.; DAVIS, J.C. 1977. *Probability methods in oil exploration*. New York, John Wiley. 269 p.
- HARDY, R.L. - 1971 - Multiquadric equations of topography and other irregular surfaces. *J. Geophys. Res.*, 76(8):1905-1915.
- HARDY, R.L. - 1972 - Analytical topographic surfaces by spatial intersection. *Photogram. Eng.*, 38(5):452-458.
- HARDY, R.L. - 1977 - Least squares prediction. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 43(4):475-492.
- HARDY, R.L. - 1985 - Comunicação pessoal recebida pelo autor.
- HOWARTH, R.J. - 1983 - Mapping. In: HOWARTH, R.J. *Statistics and data analysis in geochemical prospecting*. Amsterdam, Elsevier. 437 p.
- IBM. - 1965 - *Numerical surface techniques and contour map plotting*. New York, IBM Data Processing Application. 36 p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 1976. *Carta do Brasil*; Anitápolis, SC, Folha SG-22-2-D-IV-4. SL., DSG.
- INTERNATIONAL MATHEMATICAL AND STATISTICAL LIBRARIES. - 1982 - Library reference manual. Houston, IMSL.
- JARVIS, R.A. - 1973 - On the identification of the convex hull of a finite set of points in the plane. *Inf. Process. Lett.*, 2:18-21.
- JOURNAL A.G. & HUIJBREGTS, C.J. - 1978 - *Mining geostatistics*. London, Academic Press. 600 p.
- KNUTH, D.E. - 1973 - *The art of computer programming*. Vol. 3 - Sorting. Massachusetts, Addison-Wesley. 723 p.
- KUBERT, B.; SZABO, J.; GIULIERI, S. - 1968 - The perspective representation of functions of two variables. *J. ACM*, 15(2):193-204.
- MARTIN, W.A. - 1971 - Sorting. *Comput. Surv.*, 3(4):147-174.
- MATHERON, G. - 1971 - *The theory of regionalized variables and its applications*. Fontainebleau, École Nationale Supérieure des Mines de Paris. 211 p. (Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau 5).
- McLAIN, D.H. - 1976 - Two dimensional interpolation from random data. *Comput. J.*, 19(2):178-181.
- McCALLUM, D. & AVIS, D. - 1979 - A linear algorithm for finding the convex hull of a simple polygon. *Inf. Process. Lett.*, 9(5):201-206.
- MOORE, I.G. - 1977 - Automatic contouring of geological data. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE APPLICATION OF COMPUTERS AND MATHEMATICS IN THE MINERAL INDUSTRIES, 15, Brisbane, - 1977 - *Proceedings*. Brisbane. p. 209-220.
- OLEA, R.A. - 1975 - *Optimum mapping techniques using regionalized variable theory*. Kansas, Kansas Geological Survey. 137 p. (Series on Spatial Analysis 2)
- PALMER, J.A.B. - 1970 - An economical method of plotting contours. *Aust. Comput. J.*, 2(1):27-31.
- PEREIRA, J.S.C. & BUSSAB, W.O. - 1976 - *Tábuas de estatística e matemática*. São Paulo, Editora Brasiliense, 66 p.
- PETTINATI, F. - 1983 - *Modelamento digital e representação gráfica de superfícies*. São Paulo. 177 p. (Dissertação de Mestrado apresentada à Escola Politécnica da USP)
- PREPARATA, F.P. - 1979 - An optimal real-time algorithm for planar convex hulls. *Commun. ACM*, 22(7):402-405.
- SAMPSON, R.J. - 1975 - *SURFACE II graphics system*. Kansas, Kansas Geological Survey. 240 p. (Series on Spatial Analysis 1)
- SHEPARD, D. - 1968 - A two dimensional interpolation function for irregularly spaced data. In: AMERICAN ASSOCIATION FOR COMPUTING MACHINERY NATIONAL CONFERENCE, 23, 1968. *Proceedings...* p. 517-524.
- SINGLETON, R.C. - 1969 - An efficient algorithm for sorting with minimal storage. *Commun. ACM*, 12(3):185-186.
- SNYDER, W.V. - 1978 - Contour plotting. *ACM Trans. Math. Software*, 4(3):290-294.
- WATSON, D.F. - 1982 - ACORD: Automatic contouring of raw data. *Comput. & Geosci.*, 8(1):97-101.
- WEBSTER, R. & BURGUESS, T.M. - 1980 - Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties, III: Changing drift and universal kriging. *J. Soil Sci.*, 31:505-524.
- WILLIAMSON, H. - 1972 - *Algorithm 420-Hidden-line plotting program*. Collected Algorithms from CACM. p. 1-7.
- WRIGHT, T.J. - 1973 - A two space solution to the hidden line problem for plotting functions of two variables. *IEEE Trans. Comput.*, C-22(1):28-33.
- YAMAMOTO, J.K. - 1986 - *Representações gráficas espaciais em Geologia — Aplicações no Complexo Alcalino de Anitápolis*. São Paulo. 167 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da USP).
- YOELI, P. - 1975 - Compilation of data for computer-assisted relief cartography. In: DAVIS, J.C. & McCULLAGH, M.J. (eds.) *Display and analysis of spatial data*. New York, John Wiley. p. 352-367.

Manuscrito 508

Recebido em 21 de outubro de 1987

Revisão aceita em 21 de dezembro de 1987

CRUSTAL CONTAMINATION INVERTED: SOME PRELIMINARY RESULTS

MARTA S.M. MANTOVANI* AND CHRIS J. HAWKESWORTH**

ABSTRACT Wall rock assimilation and fractional crystallization (AFC) as Bowen has pointed out in 1928, should be considered together because the heat required for assimilation can be provided by the latent heat of crystallization of the magmas. This process (AFC) was discussed by several authors, who sought to reproduce observed trends on isotope-isotope and isotope-trace element diagrams. In general, these models were loosely constrained because of the practical difficulties in handling large numbers of elements and in exploring the relationships between different variables for any data set. In this work, the approach has been to consider many trace elements and isotope ratios simultaneously, to calculate the best fit surface through the analytical data for suites of related samples and to evaluate the relationships between variables in the AFC model for the range of solutions which are consistent with the best-fit surface. This new analysis of the AFC model is illustrated with selected samples from a detailed section through basalts and rhyolites of the Serra Geral Formation in the Paraná Basin sequence. Results appear to be inconsistent with the bulk assimilation of average crustal compositions, but show excellent agreement with the trace element pattern of typical upper crustal melts.

RESUMO CONTAMINAÇÃO CRUSTAL INVERSA: ALGUNS RESULTADOS PRELIMINARES. O processo que considera a assimilação da rocha encaixante concomitantemente à cristalização fracionada por um determinado magma foi inicialmente enunciado por Bowen e recentemente equacionado por De Paolo, sendo conhecido como processo AFC. Os modelos AFC disponíveis na literatura têm-se baseado nas tendências observadas em diagramas isolados que relacionam de várias formas concentrações de elementos-traços e razões isotópicas. Em geral, esses modelos não são bem vinculados devido ao grande número de elementos envolvidos e, conseqüentemente, de variáveis em cada conjunto de dados. No presente trabalho consideram-se simultaneamente vários elementos bem como razões isotópicas e calcula-se a superfície de melhor ajuste por meio de todos os dados analíticos disponíveis de uma seqüência de amostras geneticamente correlacionadas. Os parâmetros obtidos são consistentes com uma das soluções que satisfazem diferenças mínimas entre os dados analíticos e o modelo calculado. O tratamento numérico utilizado nesta nova análise de modelo AFC é aqui descrito, testado com dados sintéticos e aplicado a uma seqüência basáltica da Formação Serra Geral, obtendo-se como resultado a composição de um possível contaminante. São fornecidos todos os parâmetros do modelo, que resultou compatível com um processo AFC tendo como contaminante um material proveniente da fusão parcial da crosta continental.

INTRODUCTION The extent to which continental basalts are affected by interaction with the continental crust, and in particular how such interaction should be established, remains one of the more perplexing problems in modern igneous petrology. Many continental alkali basalt suites have isotope and trace element ratios similar to their oceanic counterparts and would therefore appear to have suffered little contamination en route through the lithosphere. Continental flood basalt provinces, in contrast, exhibit a range of Sr-, Nd-, and Pb-isotopes far greater than that reported from oceanic islands. They equilibrated with mantle source rocks at shallower pressures, and in many cases the range in radiogenic isotope compositions probably reflects contributions from both the mantle and crustal portions of the continental lithosphere.

Early isotope studies were set in a framework which regarded the continental crust as the sole repository of old high Rb/Sr and low Sm/Nd ratios and hence as the source of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. However, studies of mantle xenoliths (Menzies & Murthy 1980; Erlank et al. 1987)

and inclusions in diamonds (Richardson et al. 1984) have since demonstrated that segments of the sub-continental mantle are both old, perhaps locally 3 Ga, and have variable Rb/Sr and Sm/Nd which with time have also generated a wide range in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Such data highlight the ambiguities of isotope ratios in magmatic rocks and the risks involved in interpreting isotope analyses in isolation from major and trace element results on the same samples.

Contamination of mantle derived melts by crustal material may be considered in two ways: a) the more primitive rocks will tend to be more contaminated because they are hotter and can therefore assimilate more material, and b) the effects of contamination increase with differentiation and so are most marked in the more evolved rock types. The former has shown to be significant in komatiites from the Archaean (Huppert & Sparks, 1985). However, in the majority of contaminated Phanerozoic and Recent suites $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, for example, tends to increase with SiO_2 suggesting that contamination processes are linked to differentiation.

Bowen (1928) pointed out that wall rock assimilation and

* Instituto Astronômico e Geofísico, Departamento de Geofísica, USP, Caixa Postal 30627, CEP 01051, São Paulo, SP, Brasil

** Department of Earth Sciences, The Open University, Walton Hall, Milton Keynes MK7 6AA, United Kingdom

fractional crystallization should be considered together, because the heat required for assimilation can be provided by the latent heat of crystallization of the magmas. Several authors, including De Paolo (1981), then discussed models in which fractional crystallization was accompanied by assimilation and sought to reproduce observed trends on isotope-isotope and isotope-trace element diagrams. In general, however, these models were loosely constrained not least because of the practical difficulties in handling large numbers of elements and in exploring the relationships between different variables for any data set.

Our approach has been *i)* to consider many trace elements and isotope ratios simultaneously; *ii)* to calculate the best fit surface through the analytical data for suites of related samples; and *iii)* then to evaluate the relationships between variables in the assimilation-fractional crystallization (AFC) model for the range of solutions which are consistent with the best-fit surface. This new analysis of the AFC model follows De Paolo (1981) and is illustrated with selected samples from a detailed section through basalts and rhyolites in the south east portion of the Paraná Basin.

THEORETICAL BACKGROUND De Paolo (1981, eq. 6) related the concentration of a trace element in a magma by the following equation:

$$\frac{C_m}{C_o} = F^{-Z} + \frac{r}{r-1} \frac{1}{z} \frac{C_a}{C_o} (1 - F^{-Z}) \quad (1)$$

where C_m , C_o , and C_a are the concentration of the trace element in the observed magma, the parental magma (*i.e.* starting composition) and the assimilated material, respectively. F is the fraction of the liquid remaining such that

$$F = \frac{M_o - M_x + M_a}{M_o} \quad (2)$$

where M_o , M_x , and M_a are the masses of initial magma, crystals, and assimilated material respectively. r is the rate of assimilation divided by the rate of fractional crystallization, and Z relates r and the bulk distribution coefficient D for the particular trace element as follows:

$$Z = \frac{r + D - 1}{r - 1} \quad (3)$$

Equation (1) may be simplified so that for any trace element:

$$\frac{C_m}{C_o} = W + (1 - W) F^{-Z} \quad (4)$$

$$\text{where } W = \frac{r}{r + D - 1} \frac{C_a}{C_o} \quad (5)$$

C_m is the concentration of the element in the magma being modelled, C_o is the selected starting composition, and F , r , D , and C_a are the unknowns to be calculated from the best fit surface to the data points for all elements.

Equation (1) can be re-arranged so that

$$F = \left(\frac{\frac{C_m}{C_o} - W}{1 - W} \right)^{-\frac{1}{z}} \quad (6)$$

and as F is constant for any sample, the best fit solutions of all elements in a sample will tend to a common value of F . Furthermore an approximate lower limit of F is available from closed system fractional crystallisation models based on major elements (*e.g.* the XLFAC programme of Stomer & Nicholls 1978).

Isotope ratios are incorporated from equation (15a) of De Paolo (1981) which can be rewritten:

$$\frac{C_m}{C_o} = \frac{W}{1 - O(1 - W)} \quad (7)$$

where ϕ expresses the isotope ratios as

$$\phi = \frac{RI_a - RI_m}{RI_a - RI_o} \quad (8)$$

RI_a , RI_m , and RI_o are the isotope ratios of the assimilate, the magma being modelled, and the starting composition respectively.

For any sample the change from the starting composition is then described by a set of N non-linear equations, where N is the sum of the number of trace elements and isotope ratios being considered. F is held to be constant for each sample and the unknowns r , D , C_a , and RI_a are expressed in the functions Z , W , and ϕ , which in turn are set up as parameters in each of the non-linear equations. To describe the AFC process responsible for a trend defined by more than one sample, the number of equations increases to $N \times M$, where M is the number of samples. The number of unknowns for the whole suite is held to be the same as that for each sample, unless it allowed to vary from sample to sample whereupon $(M - 1)$ new parameters are added to the set of unknowns.

Such calculations lead to a very large number of mathematically possible solutions, but since a proportion of these are geologically unrealistic, it is necessary to set limiting values for the unknowns (Tab. 3). For example, the bulk distribution coefficient D for Sr in a crustal magma chamber is likely to be in the range 0.2-9 (Henderson 1982). The solutions are also much better constrained if approximate values of F , the fraction of liquid remaining, can be estimated independently perhaps from the major element data.

The non-linear least squares fitting of $N \times M$ equations (from (1) and (7) above) result in complex multidimensional surfaces which are the geometric representations of possible solutions to the AFC process. In practice, it is necessary to ensure that the number of unknowns is always less than the number of equations, or the problem can not be solved. If M is the number of samples and N is the number of trace elements and isotope ratios, then:

$N \geq \frac{2M}{M-2}$, i.e. for five samples we need a minimum of four elements (which can, but need not, include isotope ratios) per sample.

Clearly for any number of samples, the solutions are better constrained if more trace elements and isotope ratios are used. However, every additional trace element, or isotope ratio, generates a further 2M equations to solve and that may be restricted by the size of the computing system. Partly to accommodate possible computing restrictions the intention is to carry out AFC calculations in two stages. The first stage will consider the full range of magma compositions: the programme working through from sample 1 (assumed Co) to 2, from 1 to 3, from 1 to 4, etc., but both the composition of the assimilant and the bulk partition coefficient D for any element will be assumed to be the same throughout. This should yield reasonable average values for C_a and D, and actual changes in D, within the suite will be detected by sudden variations in the calculated values of r.

In the second stage, the whole magma suite will be broken down into subsets of samples with similar compositions within which D may reasonably be assumed to be constant. C_a is still held to be the same for the whole suite and r and F are likely to change little within any subset. The

Table 1 - Analytical Results

Samples	MV1	MV2	MV3	MV4	MV5	MV6A	MV6B	MV7	MV8
SiO ₂	50.8	52.7	52.5	55.7	53.5	62.2	57.9	67.8	67.3
TiO ₂	1.30	1.11	1.19	1.44	1.07	1.34	1.67	0.95	0.98
Al ₂ O ₃	14.0	15.8	14.8	13.7	14.3	12.9	13.2	12.8	13.0
FeO	14.3	11.5	13.3	14.3	13.2	10.6	13.2	6.91	6.99
MnO	0.19	0.16	0.19	0.19	0.20	0.15	0.15	0.12	0.12
MgO	6.51	5.87	6.19	3.79	6.09	2.47	3.15	1.48	1.75
CaO	11.0	10.1	9.38	8.35	10.0	4.94	6.09	3.47	3.09
Na ₂ O	2.51	2.37	2.41	2.70	2.22	2.86	3.03	3.01	3.07
K ₂ O	0.65	1.11	1.10	0.95	0.48	3.22	2.66	3.78	4.08
P ₂ O ₅	0.16	0.20	0.19	0.20	0.15	0.25	0.29	0.25	0.29
Total	101.4	100.8	101.3	101.3	101.2	101.0	101.3	100.6	100.6
Ba	242	369	462	462	317	382	598	643	862
Rb	21	31	25	55	15	127	110	160	178
Sr	181	169	238	218	241	163	189	141	131
Zr	105	127	150	186	118	223	221	254	252
Nb	7	9	12	14	8.0	19	7	21	21
Y	27	25	38	37	25	42	41	42	78
La	10.6	16.1	30.6	27.3	15.7	37.6	34.9	40.7	44.2
Ce	24.4	35.5	45.4	56.8	32.8	76.2	72.7	86.4	89.2
Nd	14.6	20.0	29.9	29.9	17.5	36.4	36.9	40.9	44.9
Sm	3.88	4.29	6.52	6.42	4.03	7.54	7.41	8.10	9.09
Eu	1.30	1.26	1.92	1.70	1.30	1.73	1.84	1.65	1.88
Tb	0.80	0.80	1.10	1.22	0.77	1.24	1.25	1.37	1.65
Yb	2.77	2.32	3.29	3.50	2.32	3.76	3.99	3.61	4.80
Lu	0.42	0.37	0.53	0.55	0.36	0.59	0.64	0.60	0.81
Cs	0.91	1.04	0.54	3.28	0.79	4.48	3.88	8.80	8.70
Hf	2.78	3.19	3.94	4.90	2.95	6.06	6.01	6.74	6.71
Ta	0.42	0.58	0.61	0.87	0.51	1.41	1.29	1.74	1.77
Th	2.31	3.69	4.65	7.48	3.70	11.5	10.3	14.1	14.2
U	0.8	1.0	0.7	1.4	0.9	3.5	2.3	4.8	5.4
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₁₃₀	0.70690	0.70985	0.71029	0.71247	0.71059	0.71673	0.71495	0.71918	0.71896
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ₁₃₀	0.512320	-	0.512080	0.512130	0.512170	0.51204	0.512110	0.51207	0.51208

composition of C_a from stage one offers a good starting position for C_a , and by breaking the magma suite up into subsets it becomes possible to evaluate changes in r, D, and F as fractional crystallisation and assimilation proceeds. However, such an analysis can only be undertaken on data sets with enough samples for there to be an adequate number in each subgroup.

ANALYTICAL RESULTS In 1984, nine samples were collected from the Muçum-Vespasiano Correia (RS) road section (29.5°S and 53°W) through basalts and rhyolites of the Serra Geral Formation in the Paraná Basin Sequence. Major and trace elements and Nd and Sr-isotopes were determined at the Open University and the results are summarised in table 1. Following the work of Bellieni et al. (1984) and Mantovani et al. (1985), these rocks are all within the low P, Ti suite which characterize the southern Paraná.

Simple element-element and element-isotope diagrams are presented in figure 1 illustrating the observed range in composition. Three samples (MV1, MV2, MV3) fall off the main trend and so for the purposes of evaluating this new AFC model they were left out of further calculations. MV5 is thus the most primitive rock considered and is used as the starting composition. Major element closed system fractional

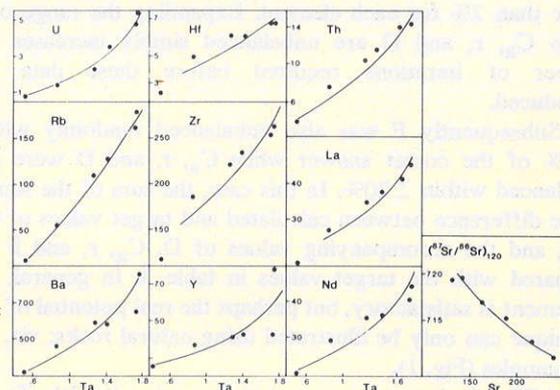


Figure 1 - Element-element and element-isotope diagrams for the observed range in composition. Dots correspond to the measured values and solid lines to the average calculated in this work

crystallization calculations using XLFrac (Stormer & Nicholls 1978) and the mineral analyses in table 2, yield an F value of 0.18 for the change in composition from MV5 to MV8 (53.5 to 67.3% SiO₂).

AFC CALCULATIONS In order to test the numerical inversion technique, calculations were performed for five elements in a suite of five synthetic samples. C_a values were chose to vary between 5 and 100, D between 1.5 and 10⁻³, and two r values of 0.4 and 0.8 were selected for different subgroups of samples. C_o , r, F, D, and C_a were then fixed and the concentration of each element in a more evolved magma C_m was calculated.

The calculated composition C_m then became the test sample of known C_o , r, F, D, and C_a with which to evaluate the inversion technique. Initially one of the known values of F were used, C_a , r, and D were unbalanced randomly within ±20% of the correct answers and the programme was asked to recalculate C_m and to find its preferred values of C_a , r, and D for the five elements. The sum of the square of the difference between calculated and target values of C_m is 0.01, and calculated and target values of C_a , r, and D agree to

Table 2 - Average mineral compositions used in XLFRAC*

Nº of samples	Tholeiitic basalts			Tholeiitic andesi-basalts				Dacites	Lati-andesites			Rhyodacites		
	CPX (7)	PLAG (10)	OPC (4)	CPX (2)	PIG (2)	PLAG (6)	OPC (2)	PLAG (4)	CPX (4)	PLAG (3)	OPC (2)	CPX (5)	PLAG (6)	OPC (4)
SiO ₂	52.41	52.15	0.62	51.59	52.23	53.76	0.21	52.42	51.62	54.38	0.24	51.31	53.48	0.19
TiO ₂	0.55	0.07	28.08	0.77	0.35	0.08	22.5	0.08	0.74	0.08	29.62	0.61	0.07	15.46
Al ₂ O ₃	1.85	29.36	1.92	1.49	0.87	28.3	1.77	28.96	1.44	28	0.81	1.65	27.82	1.92
FeO	11.41	0.84	68.16	17.72	22.1	0.78	75.1	1.05	16.79	0.95	68.85	13.84	1.2	81.88
MnO	0.28	0.01	0.84	0.38	0.55	0.01	0.4	-	0.4	0.02	0.37	0.54	-	0.52
MgO	15.46	0.02	-	15.2	19.77	0.03	-	-	12.92	-	-	13.74	-	-
CaO	17.67	13.56	0.28	12.67	4.06	12.37	0.02	13.05	15.79	11.83	0.05	18.02	12.05	0.03
Na ₂ O	0.25	3.71	0.1	0.16	0.05	4.28	-	4.14	0.3	4.41	0.06	0.29	5.07	-
K ₂ O	-	0.28	-	-	-	0.39	-	0.3	-	0.33	-	-	0.31	-
Cr ₂ O ₅	0.12	-	-	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

* In addition olivine compositions were taken from Bellieni *et al.* (1984)

better than 2% for each element. Expanding the range over which C_a , r , and D are unbalanced simply increases the number of iterations required before these data are reproduced.

Subsequently F was also unbalanced randomly within $\pm 15\%$ of the correct answer while C_a , r , and D were still unbalanced within $\pm 20\%$. In this case, the sum of the square of the difference between calculated and target values of C_m is 5, and the accompanying values of D , C_a , r , and F are compared with the target values in table 3. In general, the agreement is satisfactory, but perhaps the real potential of this technique can only be illustrated using natural rocks; viz. the MV samples (Fig. 1).

AFC calculations were undertaken using Ba, Rb, Th, Y, Zr, La, Nd, Hf, Ta, U, Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for the six samples (MV5, MV4, MV6A, MV6B, MV7, and MV8). MV5 is the assumed starting composition, the calculated steps are MV5 \rightarrow MV4, MV5 \rightarrow MV6B, MV5 \rightarrow MV6A, etc., and table 4 summarises the set limits for C_a , D , r , and F within which the programme operates. Starting values of F were taken to be 5-10% higher than those calculated for closed system fractionation, and at this stage C_a and D for each element are held to be the same for all samples.

Table 3 - Test Data

	ELEMENTS				
	A	B	C	D	E
C_a target	100	80	50	20	5
calc.	109	87	54	21	4.9
D target	10^{-3}	10^{-2}	0.1	0.4	1.5
calc.	1.2×10^{-3}	2×10^{-2}	0.1	0.4	0.48
	SAMPLES				
	I	II	III	IV	V
r target	0.4	0.4	0.4	0.8	0.8
calc.	0.45	0.35	0.45	0.82	0.82
F target	0.9	0.8	0.7	0.5	0.3
calc.	0.92	0.78	0.75	0.55	0.35

In practice, the computer quickly arrives at values for r and F because these are the same for all elements in the sample being modelled. However, while r and F remain

Table 4 - Selected limits for C_a , D , and F

	C_a		D	
	max.	min.	max.	min.
Ba	1100	100	0.5	0.0005
Rb	300	5	0.5	0.0005
Th	30	1	0.1	0.0005
Y	70	3	0.9	0.05
Zr	250	20	0.8	0.01
La	85	5	0.6	0.1
Hf	14	1	0.55	0.015
Ta	6	0.5	0.5	0.005
U	8	0.5	0.3	0.0001
Sr	800	20	8.8	0.2
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.8	0.705		

constant the computer may continue to explore how changes in D can be accommodated by altering C_a in the search for a slightly better fitting for C_m . Overall reducing D , for example, also reduces C_a because a lower D results in higher concentrations in the liquid and hence a lower C_a is required for the same C_m/C_0 , F , and r . If D is > 0.5 , C_a/C_0 is very sensitive to changes in D , but at lower D values changes of several orders of magnitude have little effect on C_a/C_0 . This may imply that C_a is better determined for elements with very low D values, or simply that at very low D it is relatively unimportant in determining C_m . Work is in progress to evaluate further whether better constrained AFC solutions are available using elements with low or high D , or a combination of both, in case it is desirable to weight elements depending on their likely D values.

Table 5 summarises the values of C_a and the bulk distribution coefficient D for each element, and C_a is compared with estimates of the bulk crust and upper crustal melts in figure 2. The striking features are the negative Ba and Sr anomalies and the related high Rb/Ba and La/Sr ratios. These appear to be inconsistent with the bulk assimilation of average crustal compositions, but show excellent agreement with the trace element pattern for average syn-collision granites (Pearce *et al.* 1984) which are regarded as typical upper crustal melts. In general, as indicated above, for any particular values of F and r there is some trade off between D and C_a .

Table 5 - Values of C_a and the bulk distribution coefficient D for each element

	C_a	D
Ba	185	0.003
Rb	217	0.002
Th	11.4	0.026
Y	17	0.30
Zr	97	0.16
La	23	0.05
Hf	2.3	0.11
Ta	1.6	0.17
U	4.6	0.001
Sr	86	1.23
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7493	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51186	-

However, for elements with low D , changes in D have little effect on C_a so that ratios of such elements (Rb/Ba, Th/Ba, etc.) in C_a are well constrained. This is less true for Sr, but the calculated average $D = 1.23$ is consistent with likely crystallizing assemblages, which lends support to the calculated high La/Sr in C_a (Fig. 2).

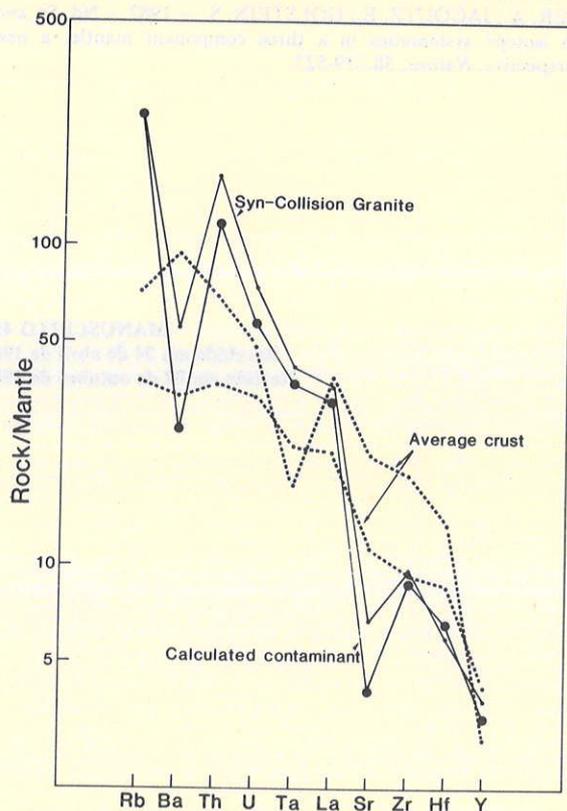


Figure 2 - Composition of the calculated assimilated magma compared to syn-collision granite composition (Harris et al. 1986), and average crust (Weaver & Tarney 1984)

Radiogenic isotopes are more precisely determined than minor and trace elements, and they are widely regarded as more sensitive indicators of contamination processes. Thus there is a strong case for preferentially weighting the radiogenic isotopes, and this has been done by a factor of 10^5 . The calculated contamination trend is illustrated in figure 3, and the isotope ratios of C_a suggest that it is both of upper crustal origin (relatively high Rb/Sr) and has a model Nd age of 1.5 Ga. Moreover, the latter is in good agreement with the available model Nd ages on basement rocks in the underlying Brasiliano belt (Mantovani et al. in press).

The F values calculate for AFC and for closed system fractional crystallisation are clearly different. The two are related by r as follows:

$$r = \frac{F_{AFC} - F_{FC}}{1 - F_{FC}} \quad (8)$$

For closed system fractional crystallization from MV5 to MV8 $F = 0.18$, for AFC $F = 0.44$, and thus from equation (8) $r = 0.32$ consistent with the AFC model illustrated here (Tab. 5).

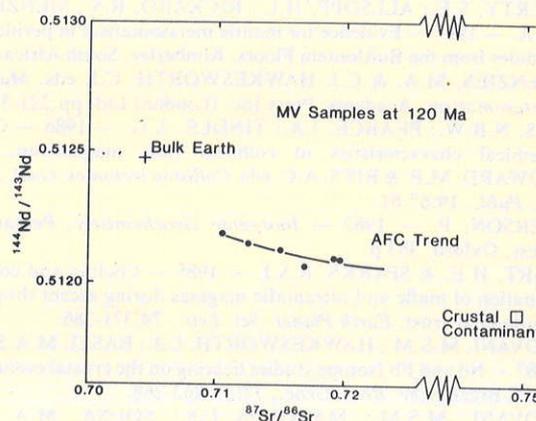


Figure 3 - Nd versus isotope correlation. Both isotope ratios are reduced to 130 Ma. Dots correspond to the measured values and the solid line to the AFC trend calculated in this work

SUMMARY STATEMENT The numerical inversion approach to AFC allows us to analyse such processes in some detail. It differs from attempts to fit curves or surfaces through isotope data (e.g. Zindler et al. 1982) because it is formulated in terms of the AFC process, and it considers a range of isotope and minor and trace element data together. The multi-element technique provides better estimates of F , r , and C_a and suggests that the ratios of incompatible elements in the contaminant are well determined. However, as in any non-linear fitting program different initial conditions can lead to different minima, and hence different solutions. Many such solutions are geologically unrealistic, but the extent to which preferred solutions are sensitive to the operator's judgement is still under investigation. The preliminary model illustrated in figures 2 and 3 is simply to demonstrate the inversion approach and it does not yet take account of other geological

constraints available in the Paraná. In practice, the MV suite is unusual in the number of rocks with intermediate SiO₂ values, because most of the Paraná volcanic field is characterised by a bimodal SiO₂ distribution. The next stage is to analyse larger data sets which can be broken down into subgroups in order to chart changing r and D values with differentiation, to reverse the contamination calculations to investigate the nature of parental "uncontaminated" magmas,

and to evaluate models in which the rhyolites represent the crustal contaminant.

Acknowledgements The authors thank P. van Calsteren, W. Shukowsky, D. Wright, N. Rogers, and F.B. Ribeiro for helpful discussions. Travel grants were provided by CNPq and British Council, and laboratories at the Open University were supported by NERC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. — 1984 — Flood basalt to rhyolite suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetis, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.*, **25**:579-618.
- COX, K.G. & HAWKESWORTH, C.J. — 1984 — Relative contribution of crust and mantle to flood-basalt magmatism, Mahabaleschwar area, Deccan Traps. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A310**:627-641.
- DE PAOLO, D.J. — 1981 — Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**:189-202.
- ERLANK, A.J.; WATERS, F.G.; HAWKESWORTH, C.J.; HARGETY, S.E.; ALLSOPP, H.L.; RICKARD, R.S.; MENZIES, M.A. — 1987 — Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Bultfontein Floors, Kimberley, South Africa. In: MENZIES, M.A. & C.J. HAWKESWORTH, C.J. eds. *Mantle Metasomatism*. Academic Press Inc. (London) Ltd. pp.221-311.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. — 1986 — Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds. *Collision tectonics*. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **19**:67-81.
- HENDERSON, P. — 1982 — *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, 353 p.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J. — 1985 — Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**:371-386.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BASEI, M.A.S. — 1987 — Nd and Pb Isotope studies bearing on the crustal evolution of SE Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(3): 263-268.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES L.S.; SOUSA, M.A. de; CIVETTA, L.; ATALLA, L.T.; INNOCENTI, F. — 1985 — Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**:187-209.
- MENZIES, M.A. & MURTHY, V.L. — 1980 — Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature*, **283**: 634-636.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. — 1984 — Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**:956-983.
- RICHARDSON, S.J.; ERLANK, A.J.; REID, D.L.; DUNCAN, A.R. — 1984 — Major and trace element and Nd and Sr isotope geochemistry of basalts from the deep sea drilling project Leg 74 Walvis Ridge transect. In: *Init. Repts. DSDP 74*, Washington, 739-754.
- STORMER, JR., J.C. & NICHOLLS, J. — 1978 — XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences*, **4**:143-159.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. — 1984 — Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, **310**:575-577.
- ZINDLER, A.; JAGOUTZ, E.; GOLSTEIN, S. — 1982 — Nd, Sr, and Pb isotope systematics in a three component mantle: a new perspective. *Nature*, **58**:519-523.

MANUSCRITO 453

Recebido em 24 de abril de 1987

Revisão em 02 de outubro de 1987

Os magmas granfíticos podem ser caracterizados como o suor que transpira do corpo da mãe terra durante as convulsões da orogênese.

Eskola, P. 1932. on the irigin of granitic magmas.
Tscherm. Min. Petr. Mitt., **42** (5-6):456-481

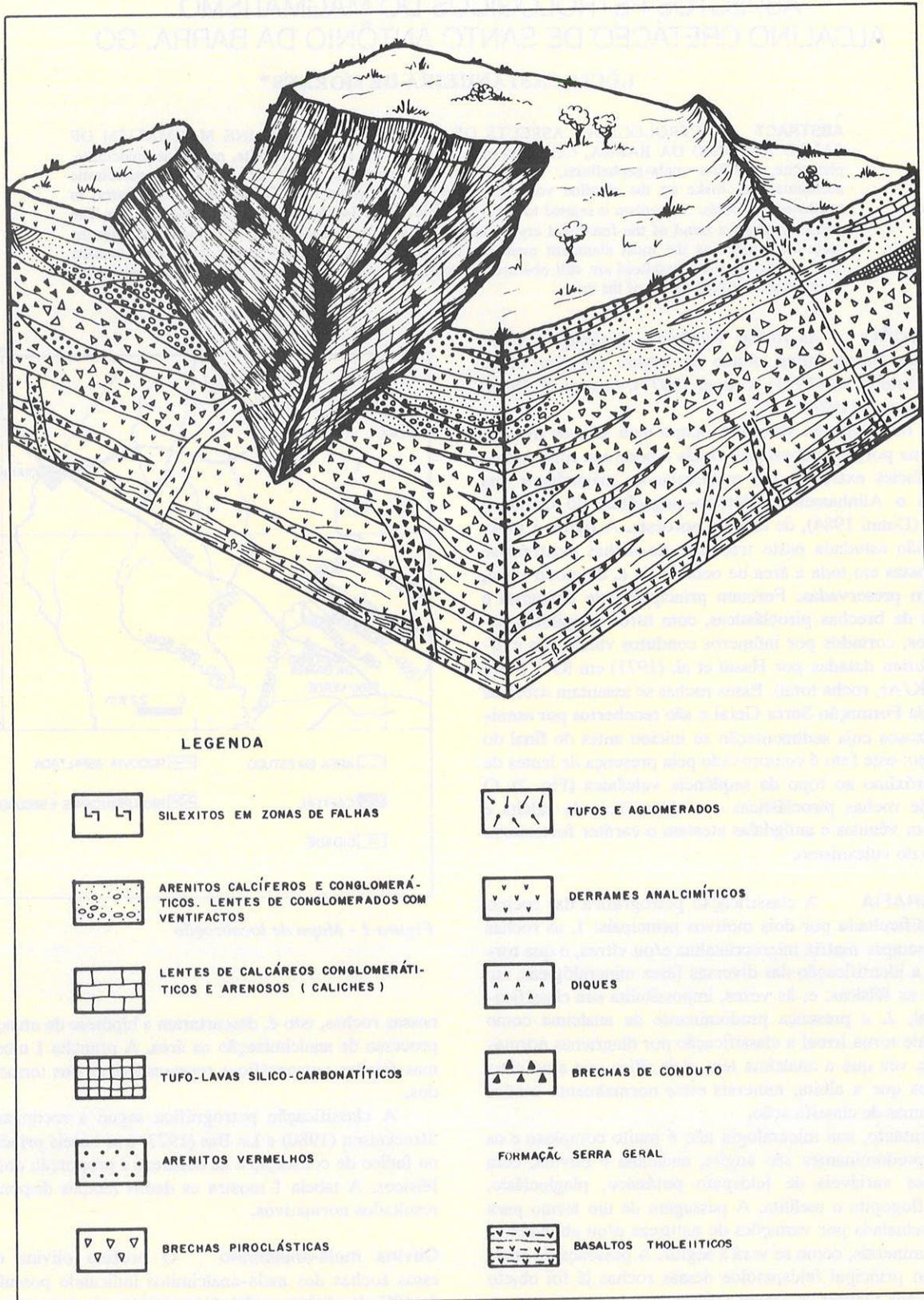


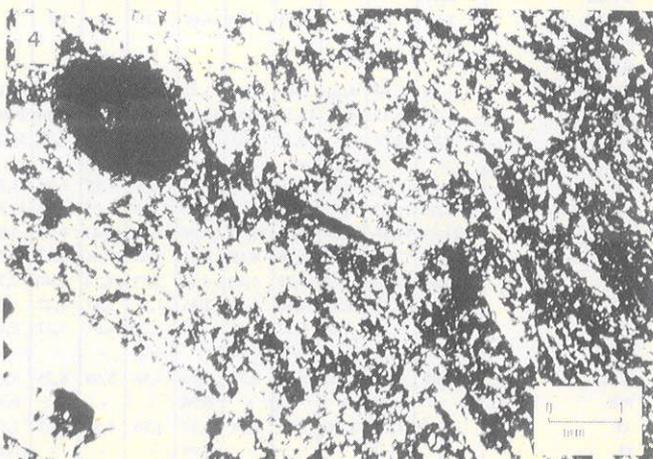
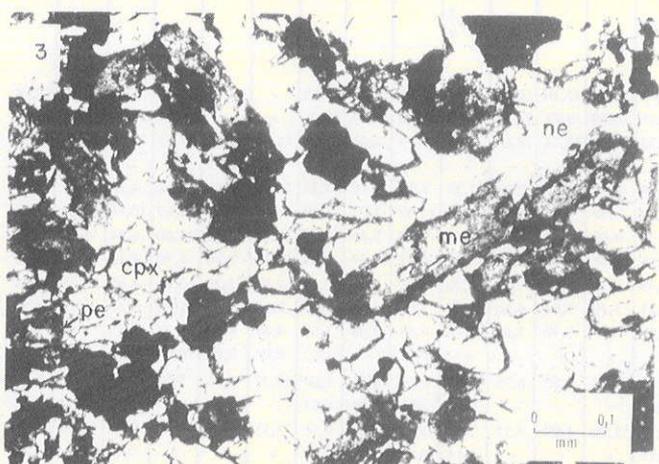
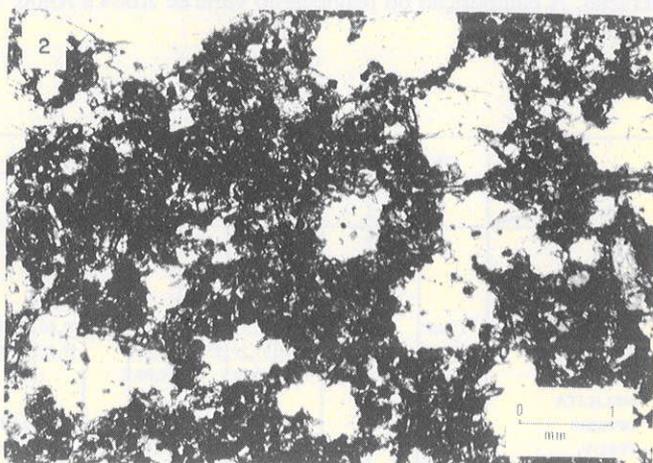
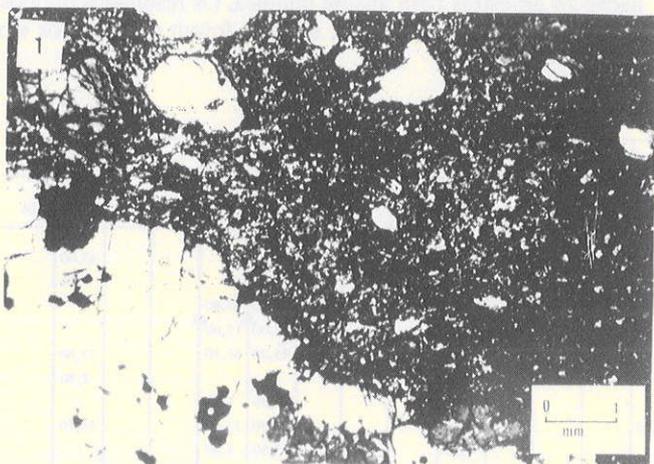
Figura 2 - Bloco-diagrama esquemático das unidades cretácicas, área de Santo Antônio da Barra (Goiás)

olivina. Ao microscópio, os fenocristais de olivina se mostram parcialmente reabsorvidos e com auréolas reacionais para flogopita. A matriz é formada por uma trama de micrólitos, nos quais predomina clinopiroxênio seguido por analcima, titano-magnetita, olivina, perovskita, nefelina e cromospinelio (?).

Mela-analcimito É o termo petrográfico mais abundante na área e abriga rochas bastante variadas textural e composicionalmente, conforme se depreende da análise modal. No geral, são rochas porfíricas com matriz afanítica a fina, de cor cinza-escuro e podem ser ricas em amígdalas preenchidas por zeólitas e/ou carbonato. Os fenocristais são de titanaugita, analcima e olivina, e apresentam diâmetro médio de 0,3 cm. Ao microscópio, essas rochas variam de holo a hipocrystalinas. Os fenocristais de titanaugita são freqüentemente maclados e zonados, às vezes com bordos de egirina-augita. A presença de olivina se restringe a fenocristais em proporções muito variáveis (de 1% a 8% volume). O feldspatóide típico é a analcima, que ocorre tanto como fenocristais eudrícos, formando

textura glomeroporfírica, quanto intersticialmente na matriz. A nefelina só raramente está presente e se restringe à matriz. Perovskita e titano-magnetita podem ocorrer como microfeno-cristais e na matriz.

Nefelina-analcimito A esta classificação correspondem rochas ricas em analcima, cujo conteúdo de minerais félsicos é superior ao de máficos. Nessas rochas, a nefelina está presente em quantidade superior a 10% na moda. Caracterizam-se por apresentar estrutura maciça, cores em tons de cinza-claro, serem ricas em aglomerados de fenocristais de analcima formando rosáceas e em amígdalas preenchidas por zeólita e/ou carbonato. Em lâmina delgada destacam-se as rosáceas de analcima e microfeno-cristais de nefelina e magnetita, augita, apatita, zeólitas e ilmenita. A presença de flogopita intersticial é comum. Ao contrário dos outros termos petrográficos, estas rochas normalmente apresentam alteração hidrotermal marcante na forma de oxidação, zeolitização e formação de egirina e ilvaíta.



Fotomicrografia 1 - Nódulo olivínico em olivina mela-analcimito. A rocha é porfírica. Os fenocristais de olivina acham-se em uma matriz composta basicamente por micrólitos de clinopiroxênio, além de opacos, olivina e analcima. LP

Fotomicrografia 2 - Mela-analcimito; fenocristais de analcima (com inclusões orientadas) e clinopiroxênio imersos em uma matriz fina composta de clinopiroxênio, analcima, perovskita, ilmeno-magnetita e zeólitas. LN

Fotomicrografia 3 - Matriz de melilita mela-nefelinito; os cristais tabulares alterados são de melilita (me). Ocorrem ainda clinopiroxênio (cpx), nefelina (ne), ilmeno-magnetita e perovskita (pe). LN

Fotomicrografia 4 - Textura típica dos fonólitos. Pequenas ripas de feldspato potássico e agulhas de egirina, orientadas pelo fluxo magmático, envolvem fenocristais de feldspato potássico e augita (aqui, totalmente oxidados). LN

Melilita melanefelinito Este termo tem ocorrência localizada. A rocha tem aspecto maciço, é afanítica com raros fenocristais de clinopiroxênio e possui cor cinza-escura. A porcentagem média de nefelina na moda é de 14% e superior à de analcima. Ao microscópio, apresenta microfenocristais de augita, perovskita, melilita, nefelina e rara olivina em uma matriz microlítica de clinopiroxênio, nefelina, perovskita, magnetita e minerais félsicos (analcima e zeólitas?) intersticiais.

Álcali-basalto e basanita De ocorrência bastante restrita, essas rochas constituem os únicos tipos portadores de plagioclásio. Os basanitos são texturalmente maciços, afaníticos e porfiríticos (augita), e possuem quantidades variáveis de plagioclásio. Suas relações de contato com os mela-analcimitos – aos quais se associam – são muito difusas. Por outro lado, os álcali-basaltos são caracteristicamente isentos de fenocristais, são afaníticos, e muito fraturados. Em lâmina delgada, as texturas predominantes são glomeroporfirítica (microfenocristais de clinopiroxênio e minerais opacos), pilotaxítica e intersetal. A composição do plagioclásio varia de An64 a An60. A olivina é rara.

Fonólito Essas rochas só foram identificadas como componentes de lapillitos de um conduto vulcânico e como blocos em conglomerado vulcanoclástico. O primeiro, face à ação hidrotermal, encontra-se alterado e fortemente oxidado, com alta razão Fe_2O_3/FeO . O segundo tipo é de granulação fina, com textura porfirítica e de fluxo marcante e cor cinza-médio. Microscopicamente, mostra fenocristais de sanidina e microfenocristais de aegirina-augita, magnetita e esfeno isolados em uma matriz muito fina, fluidal, composta de aegirina, magnetita, zeólita e nefelina. O esfeno, assim como a apatita, é acessório.

Os dados petrográficos indicam a existência de uma série de rochas bem definidas, cujo pólo terminal é exemplificado pelos fonólitos. Os olivina mela-analcimitos representam os termos menos evoluídos. As relações entre esta série, as rochas basálticas e os melilita mela-nefelinitos não são ainda claras e necessitam de mais dados para ser definidas.

ASPECTOS PETROQUÍMICOS E PETROLÓGICOS Entre os diversos tipos petrográficos foram selecionadas 24 amostras para análise química. Os resultados obtidos são apresentados na tabela 2, na qual foram organizados em

Nº de campo Amostra	178a	225	233	17	112a	121	22	45	73	20	191	32	73a	115	89	35a	25	265	184	178	202	215	205	262		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24		
PLAG																									33,60	
K FELD																										7,90
NEF				3,80		0,50									18,22				14,40	13,40						
ANALC	11,88*			22,90	38,90	29,40	24,80		22,40	28,80*	37,80				29,18				13,00	13,00						
AUG.	51,15			59,00	51,20	55,00	59,50		58,30	54,40	47,80				20,70				45,30	52,20					27,60	
OL.	21,16			1,10	0,20		0,90								1,00										2,30	
MELILITA																			3,20	5,40						
OPACOS	10,31			8,60	7,80	6,50	9,20		8,80	14,90	12,80				8,98				15,50	11,00					16,10	
PEROV.	1,23						0,80								0,53				8,60	5,20						
AP	0,05					1,90	0,20								2,57											
ZEOL	2,10			2,60	0,40	2,30	2,90		9,50	1,90	1,40				10,80										9,70	
CARB.	0,38																									
ALTER.	1,80			2,10	1,60	4,40	1,70		1,0		0,30				7,9 ⁺ ₃											
X	8																									
Norma																										
OR	1,65	2,70	4,20	5,44	5,00	3,42	10,43	2,53	10,11	12,12	18,87	13,56	45,10	16,03	14,12	20,35	53,16	31,89	-	-	10,22	12,06	13,16	10,04		
AB	3,22	16,75	14,55	19,75	19,62	19,10	18,07	20,97	23,36	20,97	20,26	26,99	3,27	20,20	33,03	12,60	22,46	40,05	-	-	13,51	24,33	23,86	28,98		
AN	10,86	5,27	4,62	10,77	10,21	17,15	9,06	12,90	9,97	14,06	12,25	13,10	13,71	18,87	8,03	18,19	2,90	1,64	11,85	15,04	11,11	15,48	13,68	16,04		
LE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,37	6,93	-	-	-	-		
NE	-	7,78	4,61	0,56	7,75	3,52	6,40	4,55	6,95	8,33	6,44	3,56	-	0,73	11,35	4,23	3,19	14,28	12,81	9,12	6,14	4,16	-	4,44		
WO	14,53	16,67	20,75	20,78	17,20	16,50	17,99	17,05	14,46	12,63	12,12	8,39	1,93	3,27	5,01	11,07	1,27	3,79	18,53	21,28	17,67	10,88	9,61	9,96		
EN	11,22	12,19	14,59	14,33	11,71	10,35	11,25	10,43	9,25	7,34	6,71	4,69	1,08	19,70	2,74	5,86	0,65	1,00	10,50	11,33	11,50	6,24	6,06	5,35		
DI	1,77	2,91	4,40	4,76	4,15	5,14	5,65	5,66	4,27	4,71	4,95	3,36	0,77	1,13	2,09	4,87	0,59	2,98	7,26	9,28	4,96	4,16	2,96	4,29		
FS	27,99	19,69	13,22	3,78	4,42	4,40	2,73	4,13	2,40	2,76	1,49	4,17	1,24	7,59	4,20	3,20	2,85	0,15	2,98	1,28	3,16	4,85	3,26	3,68		
FO	4,87	5,18	4,39	1,38	1,72	2,41	1,51	2,47	1,22	1,95	1,21	3,29	0,98	4,80	3,53	2,93	2,89	0,49	2,27	1,16	1,50	3,56	1,75	3,26		
FA	3,99	3,23	3,92	3,37	3,43	3,64	3,38	4,01	3,27	2,97	2,88	3,77	3,70	3,67	2,77	3,33	2,08	1,08	4,62	4,66	3,76	3,33	3,99	3,40		
MT	0,27	0,25	0,14	0,07	0,08	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,03	0,03	0,03	-	-	-		
CM	7,89	4,41	6,79	8,32	8,76	7,68	3,38	8,69	8,75	5,68	6,06	8,93	8,85	8,76	5,45	5,66	4,86	1,04	10,27	9,71	9,50	5,81	10,92	6,15		
ILM	-	0,03	-	-	-	0,04	-	-	-	0,03	0,03	-	-	-	0,04	0,03	0,04	0,03	-	-	-	-	5,81	10,92	6,15	
PIR	1,28	1,10	1,26	1,90	1,78	2,14	1,86	1,92	2,01	2,02	1,68	1,96	1,90	3,15	2,83	1,83	1,39	0,26	3,33	3,25	1,99	1,71	3,30	1,40		
AP	-	-	-	-	-	0,09	-	-	-	0,12	0,13	-	-	-	0,14	0,07	0,16	0,10	-	-	-	0,12	-	0,12		
FL	0,09	0,05	0,01	0,15	0,12	0,15	0,11	0,14	0,13	0,09	0,11	0,10	0,14	0,15	0,03	0,08	0,15	0,08	0,20	0,20	0,09	0,08	0,15	0,08		
ZR	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,76	1,31	-	-	-	-		
CS	6,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,37	-	
EN	0,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,64	-	
FS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		

Tabela 1 - Resultados modais e normativos das rochas ígneas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO. Na moda, \bar{X} significa número de amostras analisadas; quando não indicado, significa que a moda é da amostra em questão. * = inclui alguma nefelina; ▲ = inclui alguma zeólita; x = biotita e minerais opacos; + = carbonato. Amostras de 1 a 3, olivina mela-analcimitos; 4 a 13, mela-analcimito; 14 a 16, nefelina analcimito; 17 e 18, fonólitos; 19 e 20, melilita mela-nefelinitos; 21 a 24, rochas basálticas

Nº de campo Amostra	178a	225	233	17	112a	121	22	45	73	20	191	32	73a	115	89	35a	25	265	184	178	202	215	206	262
	% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	40,50	42,00	42,57	45,34	39,94	42,00	42,99	40,75	42,52	42,30	44,60	43,52	46,41	39,68	42,40	42,80	54,70	55,60	36,63	37,22	39,94	45,40	45,34	46,50
TiO ₂	4,20	2,70	3,89	4,43	5,29	4,30	4,27	4,91	5,22	3,50	3,60	4,94	4,58	4,54	3,60	3,20	2,70	0,74	5,37	5,06	5,61	3,30	5,73	3,50
Al ₂ O ₃	4,91	6,60	5,72	8,88	9,72	11,30	9,90	9,95	11,39	13,40	13,40	13,16	13,68	13,68	15,00	13,80	16,00	19,30	10,53	10,30	9,61	13,60	12,02	14,60
Fe ₂ O ₃	2,75	2,59	2,94	2,35	2,71	2,67	2,64	2,97	2,56	2,40	2,23	2,73	2,51	2,49	2,40	2,47	1,51	1,01	3,15	3,18	2,91	2,48	2,74	2,53
FeO	9,76	9,35	10,60	8,44	9,74	9,60	9,50	10,68	9,21	8,65	8,05	9,83	9,03	8,95	8,64	8,88	5,43	3,64	11,34	11,45	10,46	8,94	9,87	9,10
MnO	0,20	0,39	0,20	0,22	0,22	0,27	0,21	0,25	0,24	0,21	0,22	0,19	0,18	0,18	0,26	0,20	0,17	0,17	0,36	0,34	0,11	0,31	0,24	0,20
MgO	22,98	18,80	14,61	8,01	8,30	7,10	6,89	7,04	5,57	5,30	4,00	4,49	4,11	5,06	4,40	4,50	2,00	0,66	5,85	5,23	7,21	5,70	5,63	4,60
CaO	9,87	11,20	12,59	13,24	12,88	13,30	12,95	12,67	11,35	11,70	10,30	8,06	4,57	6,89	6,90	10,70	2,10	3,10	15,32	15,70	13,19	10,00	9,05	9,50
Na ₂ O	0,38	2,30	1,87	2,36	2,66	2,40	2,42	2,66	3,13	2,90	2,70	3,35	0,35	2,42	4,90	1,60	2,80	6,42	2,76	1,97	1,79	3,10	2,81	3,70
K ₂ O	0,28	0,53	0,74	0,93	0,97	0,62	2,00	0,46	1,94	2,40	3,60	2,41	7,50	2,67	3,00	3,70	9,49	7,32	1,57	1,48	1,94	2,20	2,22	2,00
P ₂ O ₅	0,54	0,54	0,58	0,81	0,86	0,96	0,89	0,87	0,96	1,00	0,80	0,87	0,82	1,31	1,50	0,83	0,62	0,15	1,39	1,36	0,94	0,78	1,39	0,64
SO ₃	-	0,05	-	-	-	0,05	-	-	-	0,05	0,05	-	-	-	0,08	0,05	0,05	0,05	-	-	-	0,05	-	0,05
BaO	0,06	0,16	0,13	0,31	0,27	0,32	0,27	0,17	0,16	0,23	0,30	0,21	0,17	0,23	0,33	0,22	0,18	0,18	0,13	0,25	0,22	0,28	0,16	0,17
P.F.	3,27	2,07	2,86	4,69	4,66	4,51	4,96	4,88	4,47	4,93	5,42	4,34	4,28	8,94	5,72	6,09	1,48	1,47	4,18	5,38	5,45	3,44	2,29	2,02
TOTAL	99,70	99,30	99,30	100,00	98,22	99,40	99,89	100,01	98,92	99,00	99,28	98,10	98,19	97,04	99,03	99,04	99,24	99,79	99,89	99,89	99,41	98,22	99,61	99,10
100.Mg/Mg + Fe ⁺²	64,60	60,90	51,70	42,40	39,80	36,50	36,00	34,00	22,50	32,20	27,90	26,20	26,10	30,50	28,30	28,20	22,20	12,30	28,60	26,20	34,80	33,10	30,90	28,20
Fe ₂ O ₃ /FeO na análise	0,48	1,63	2,51	1,08	0,91	1,63	1,80	1,19	1,17	2,00	3,23	1,26	7,60	2,90	2,24	2,21	7,76	1,09	2,50	1,76	0,55	1,05	0,70	1,48
V	220	270	300	350	360	220	290	300	320	440	420	350	280	350	170	440	220	110	380	380	420	390	290	420
Cr	1.500	1.350	700	310	440	14	160	36	21	36	14	7	23	44	7	90	26	14	110	150	130	43	14	36
Co	140	74	96	64	100	46	64	70	78	29	29	60	46	82	31	44	60	11	60	78	64	53	50	37
Ni	510	390	300	88	200	37	92	49	49	48	23	34	38	66	23	68	33	14	60	65	83	50	28	71
Rb	17	32	40	98	59	72	93	68	67	120	110	150	120	220	71	160	110	190	94	50	150	85	35	22
Sr	640	570	660	1.150	910	1.220	800	1.400	1.340	1.450	1.950	890	970	1.700	2.250	770	1.300	2.300	2.170	1.700	670	1.040	1.420	1.020
Mo	11	22	11	12	16	16	12	13	16	32	30	14	12	14	27	37	14	15	14	15	14	32	14	28
Zr	320	300	450	460	480	940	540	540	530	500	620	510	460	520	790	460	520	600	800	780	490	420	400	460
Nb	89	87	120	140	140	250	170	170	160	170	215	130	120	170	235	175	130	110	270	250	150	135	100	110
Y	48	35	58	62	74	120	74	76	81	76	68	71	90	76	96	58	45	50	120	120	71	64	86	58
La	100	80	190	210	260	460	210	360	300	310	410	240	260	360	430	430	140	370	450	480	210	250	140	130
F	-	480	-	-	-	1.260	-	-	-	600	1.360	-	-	-	2.200	1.100	1.378	760	-	-	-	1.275	-	1.200

Tabela 2 - Distribuição dos elementos maiores, menores e em traços nas rochas ígneas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO: 1 a 3, olivina mela-analcimitos; 4 a 13, mela-analcimitos; 14 a 16, nefelina analcimitos; 17 e 18, fonólitos; 19 e 20, melilita mela-analcimitos; 21 e 24, basanitos e álcali-basaltos. Elementos menores em ppm. Amostras 2, 6, 10, 11, 17, 18, 22 e 24 foram analisadas na Geosol. As demais, no Laboratório de Geoquímica do Degeo-UnB

ordem decrescente do valor de magnésio (peso % 100. Mg/Mg + Fe⁺²) dos olivina mela-analcimitos aos fonólitos. Conforme já se explicitou, as relações entre esta série, as rochas basálticas e os melilita mela-nefelinitos não são ainda claras e, por esse motivo, as análises químicas destas estão colocadas à parte, depois dos fonólitos. Caracteristicamente, essas rochas possuem altos valores de K₂O, Na₂O e CaO, baixos valores de SiO₂, além de concentrações elevadas simultaneamente em Ni, Cr, V e em Zr, Nb, Sr, Ba, Ti, Rb, F e Terras-raras leves. Na norma, a ausência de quartzo e presença constante de feldspatóide e olivina são significativas.

Nos gráficos a seguir são apresentados, para comparação, alguns dados das suítes sódica (nefelina) e potássica (leucita) situadas ao longo do Sistema de Rife da África Oriental e Central, porém, só serão discutidos no final.

O valor de Mg tem sido usado com critério para a identificação de magmas primários - desde que excluídas as rochas cumuladas. No entanto, o valor de Mg de basaltos e, principalmente, de rochas alcalinas é afetado pela oxidação do ferro antes, durante e após a erupção. Esse problema foi minimizado com o recálculo da razão Fe₂O₃/FeO para 0,27 em consonância com os trabalhos sobre rochas alcalinas de Kesson (1973), Wass & Rogers (1980) e Lippard & Truckle (1972). As razões Fe₂O₃/FeO, originais das análises químicas, são apresentadas abaixo do valor de Mg (Tab. 2).

Magmas basálticos primários, em equilíbrio com o manto superior, possuem valor de Mg entre 67 e 77 (Kesson 1973). Le Bas (1978) considera como média um valor de Mg igual a 71 para a associação carbonatito/nefelinito pobre em olivina e 74 para associação álcali-basalto/olivina nefelinito. Neste sentido, como se pode ver na Tabela 2, nenhuma rocha analisada poderia ser considerada originária de um magma primário, mas todas já teriam sofrido forte fracionamento. Essa idéia é reforçada pela presença comum, nos olivina mela-analcimitos, de nódulos cognatos olivínicos.

Em relação aos estágios de cristalização, o valor de Mg normalmente não mostra bem os resultados finais de cristalização, pois Mg e Fe caem muito. Mas é muito importante por mostrar as variações nos estágios intermediários que formam - tanto em volume quanto em tempo - a maior parte da consolidação magmática. A figura 3 mostra gráficos de valor de Mg versus óxidos de elementos maiores em que se observa uma variação ordenada de MgO, Al₂O₃, CaO e TiO₂, evidenciando um trend de diferenciação dos olivina mela-analcimitos até os fonólitos. Para os outros óxidos, esta relação é menos visível. O enriquecimento em CaO em direção aos mela-analcimitos pode estar representando não só a cristalização predominante de clinopiroxênio como também de perovskita, abundante em algumas rochas deste grupo. TiO₂ também mostra enriquecimento nos tempos intermediários. Seu com-

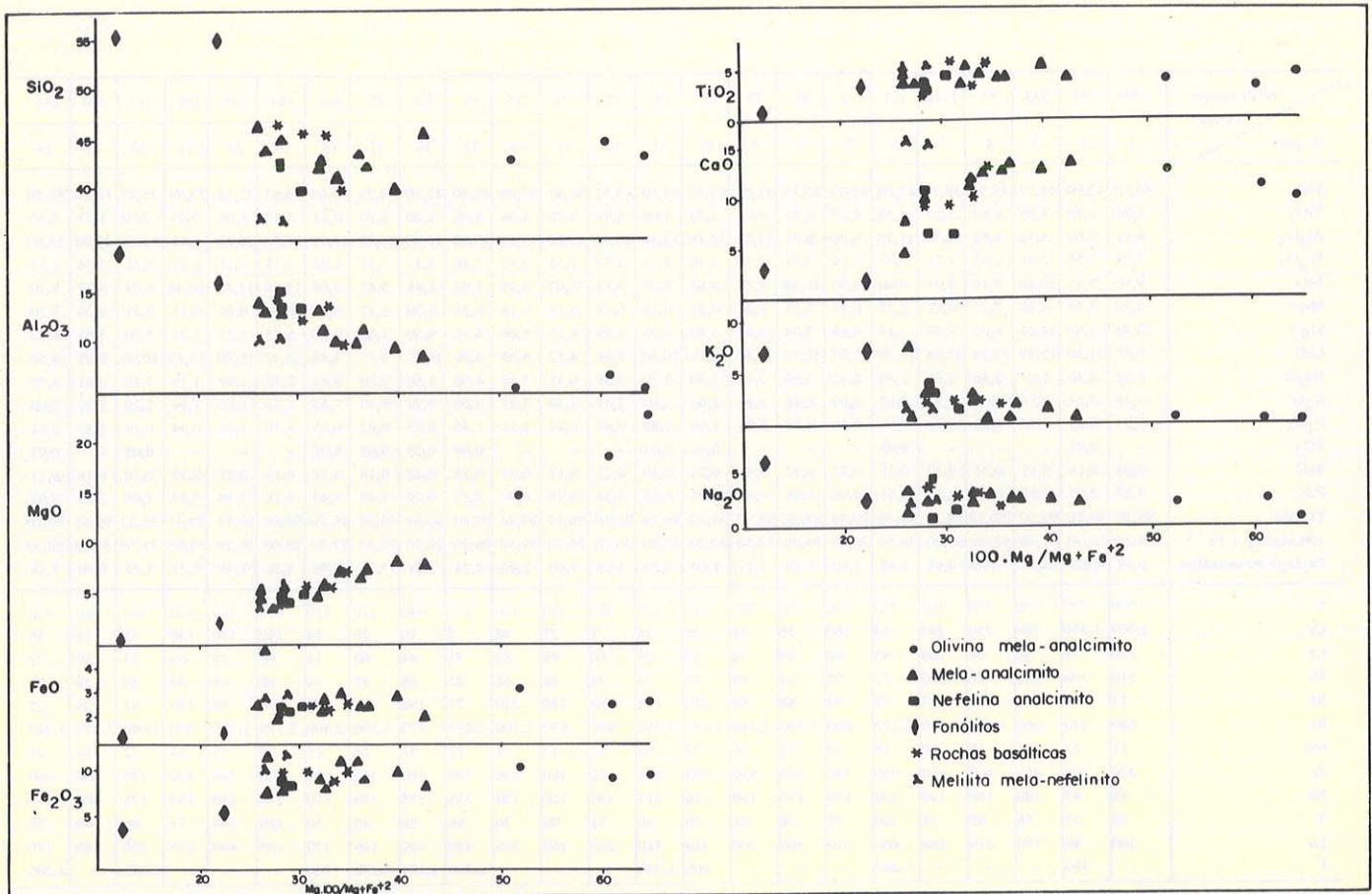


Figura 3 - Elementos maiores versus valor de magnésio

portamento, entretanto, é mais complicado pois está presente nas rochas em pelo menos quatro fases cristalinas, a saber: titanaugita, perovskita, magnetita titanífera e esfero. Al_2O_3 se enriquece em direção aos termos mais diferenciados nos quais se concentram feldspatóides e feldspatos. SiO_2 , Na_2O e K_2O mantêm-se aproximadamente constantes durante a diferenciação, mas possuem valores claramente superiores nos fonólitos. FeO e Fe_2O_3 também se mantêm aproximadamente constantes, mas suas curvas caem em direção aos fonólitos (menos ricos em magnetita e clinopiroxênio e sem olivina).

As rochas basálticas caem dentro do *trend*, de modo geral dentro do campo dos mela-analcimitos, evidenciando comportamento semelhante às outras rochas da suíte. As rochas à melilita, no entanto, mostram comportamento singular situando-se na maioria das vezes, afastadas das curvas de diferenciação. O *trend* pode ser visto também nas figuras 4, 5, 6, 8 e 9.

Na figura 4, o enriquecimento inicial em CaO confirma o importante papel dos minerais cálcicos nos mela-analcimitos. Nas fases finais, há uma queda em CaO acompanhada por forte enriquecimento relativo de Al_2O_3 representando, principalmente, a cristalização predominante de feldspatóides nos nefelina analcimitos e de feldspato alcalino e feldspatóide, nos fonólitos.

A disposição da curva CaO x MgO (Fig. 5), porém, sugere uma história magmática complexa (também observada em relação à curva representativa das suítes potássicas africanas);

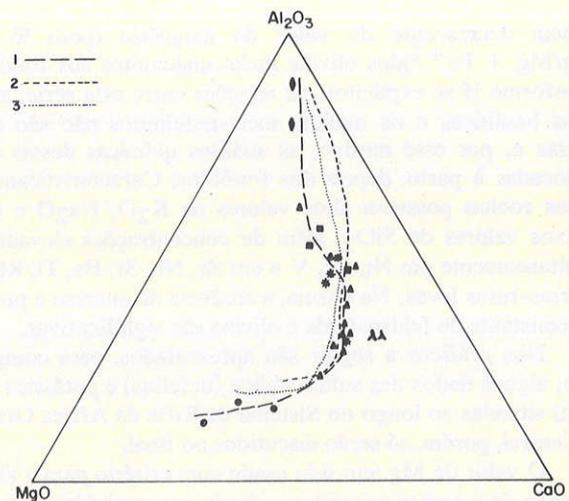


Figura 4 - Diagrama triangular MgO x CaO x Al_2O_3 (% peso): 1. Santo Antônio da Barra; 2. suíte sódica africana; 3. suíte potássica africana. Os dados das suítes sódica e potássica são de Sorensen (1974, p. 58), Hughes (1982, p. 323), Gerasimovsky & Poliakov (1972, p. 36) e Bell & Powell (1969, p. 549 e 550). Os símbolos são os mesmos da figura 3

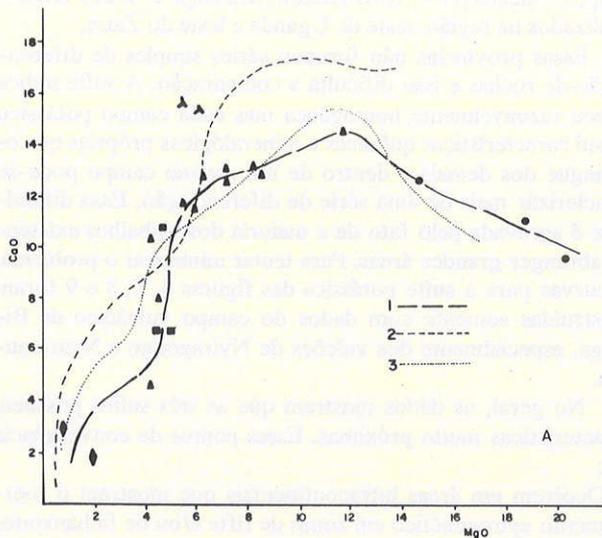


Figura 5 - Diagrama CaO x MgO. Curvas 1, 2 e 3 representativas para as suítes de Santo Antônio da Barra, sódica e potássica africanas, respectivamente. Os símbolos são os mesmos usados na figura 3

a diferenciação não parece ter sido linear e, provavelmente, estudos mineralógicos sistemáticos revelarão feições genéticas ainda desconhecidas ou pouco claras. Deve-se observar que os melilita mela-nefelinitos não foram considerados no traçado da curva de Santo Antônio da Barra.

Na figura 6, onde são plotados os elementos menores versus o valor de Mg, as seguintes observações podem ser feitas:

- as rochas exibem empobrecimento em Cr, Ni, V e Co à medida que se diferenciam e o *trend*, a partir da olivina mela-analcimitos até os fonólitos, é claro;
- da mesma forma, o *trend* pode ser visto para os elementos Rb e Zr que, ao contrário, tornam-se enriquecidos em direção aos termos mais diferenciados;
- Co, V e Rb mostram grande dispersão de valores nos mela-analcimitos. Os dois primeiros estão, provavelmente, associados a olivina e magnetita, respectivamente. O fato de Rb mostrar correlação positiva com alumina pode estar indicando sua associação com flogopita e sanidina (nos fonólitos);
- apesar dos altos valores de Zr, nenhum mineral de zircônio foi identificado nas rochas estudadas. Taylor (1965, apud Nash et al. 1969) sugere que Zr^{+4} pode substituir Ti^{+4} e, desde que nenhum silicato de zircônio esteja presente, este pode ser concentrado em piroxênio tão bem como em vidro

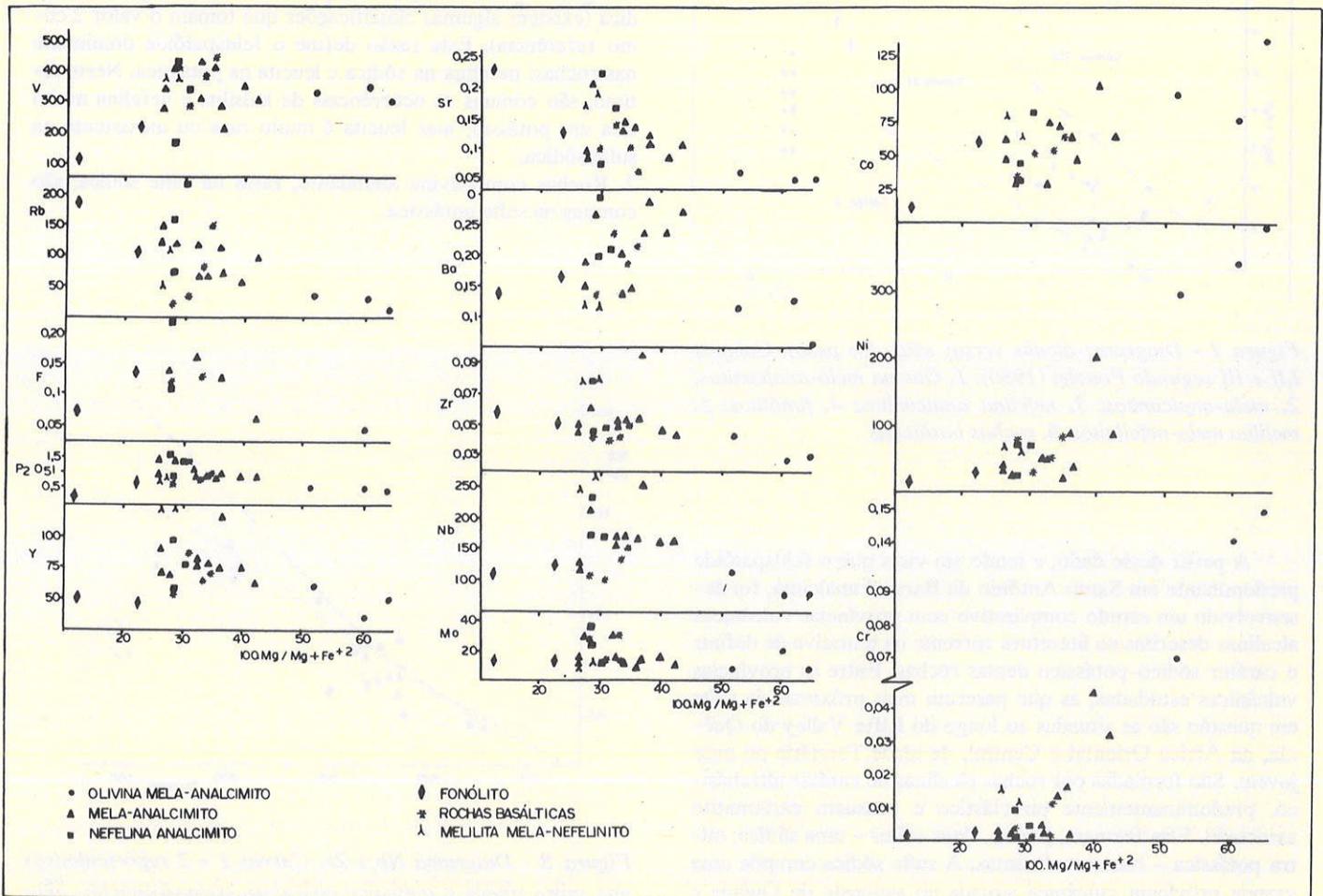


Figura 6 - Valor de Mg versus elementos menores e em traços. V, Rb, Y, Nb e Mo são dados em ppm. Os demais em porcentagem.

residual. Dawson (1982) considera perovskita e ilmenita como importantes fases hospedeiras de Zr;

● F, P e Y concentram-se em direção aos nefelina analcimitos diminuindo consideravelmente nos fonólitos. Apatita é um importante receptor desses elementos e abundante nos nefelina analcimitos;

● Sr, Ba e Nb mostram grande dispersão de valores, sugerindo que sua distribuição nos minerais não segue a linha de diferenciação magmática. Os altos teores de Sr e Ba são característicos desses tipos de rochas. A ausência de correlação entre esses elementos e o valor de Mg pode estar relacionada ao grande número de fases mineralógicas hospedeiras desses elementos; apatita, perovskita, clinopiroxênio, calcita e plagioclásio são importantes receptores de Sr e biotita e clinopiroxênio, de Ba. Com exceção de clinopiroxênio, a distribuição desses minerais nas rochas não segue um padrão linear. Não menos importantes para a falta de correlação podem ter sido as transformações tardi a pós-magmáticas.

Em relação à alcalinidade da suíte, o diagrama da figura 7 mostra os campos de Poulet (1980) para as rochas subalcalinas a alcalinas e essencialmente feldspáticas (I), rochas alcalinas sódicas ou potássicas com feldspato e feldspatóide (II) e rochas hiperalcalinas potássicas e per-potássicas essencialmente feldspatóídicas (III). As rochas de Santo Antônio da Barra concentram-se no campo II de Poulet.

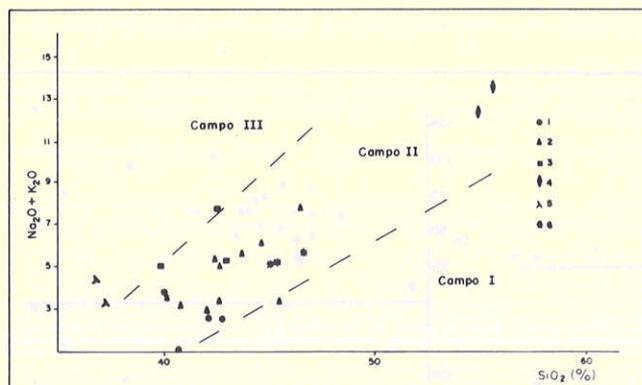


Figura 7 - Diagrama álcalis versus sílica (% peso). Campos I, II e III segundo Poulet (1980). 1. Olivina melano-analcimitos; 2. melano-analcimitos; 3. nefelina analcimitos; 4. fonólitos; 5. melilita melano-nefelinitos; 6. rochas basálticas

A partir desse dado, e tendo em vista que o feldspatóide predominante em Santo Antônio da Barra é analcima, foi desenvolvido um estudo comparativo com províncias vulcânicas alcalinas descritas na literatura corrente na tentativa de definir o caráter sódico-potássico dessas rochas. Entre as províncias vulcânicas estudadas, as que parecem mais próximas da suíte em questão são as situadas ao longo do Rifte Valley do Quênia, na África Oriental e Central, de idade Terciária ou mais jovem. São formadas por rochas alcalinas de caráter ultrabásico, predominantemente piroclástico e possuem carbonatito associado. Elas formam, porém, duas suítes – uma sódica, outra potássica – bastante distintas. A suíte sódica compõe uma grande província vulcânica situada no sudoeste do Quênia e leste de Uganda, onde Elgon, Napak, Kisingiri e Oldoinyo Lengai são vulcões típicos. A potássica é formada por três

campos vulcânicos – Toro Ankole, Birunga e South Kivu – localizados na região oeste de Uganda e leste do Zaire.

Essas províncias não formam séries simples de diferenciação de rochas e isso dificulta a comparação. A suíte sódica parece razoavelmente homogênea mas cada campo potássico possui características químicas e mineralógicas próprias que os distingue dos demais e dentro de um mesmo campo pode-se caracterizar mais de uma série de diferenciação. Essa dificuldade é agravada pelo fato de a maioria dos trabalhos existentes abranger grandes áreas. Para tentar minimizar o problema, as curvas para a suíte potássica das figuras 4, 5, 8 e 9 foram construídas somente com dados do campo vulcânico de Birunga, especialmente dos vulcões de Nyiragongo e Nyaramugira.

No geral, os dados mostram que as três suítes possuem características muito próximas. Esses pontos de convergência são:

1. Ocorrem em áreas intracontinentais que mostram o soergimento epirogenético em zonas de rifte e/ou de falhamentos profundos.
2. O vulcanismo é altamente explosivo indicando riqueza em voláteis.
3. Estão associadas a carbonatitos.
4. Clinopiroxênio é o fenocristal dominante.
5. São insaturadas em sílica e ricas em CaO.
6. Possuem valores altos de Ti, Sr, Ba e Zr.

No entanto, as suítes africanas possuem algumas diferenças importantes que as distinguem (ver também as curvas apresentadas nas figuras 4, 5, 8 e 9):

1. K_2O/Na_2O maior que 1 na potássica e menor que 1 na sódica (existem algumas classificações que tomam o valor 2 como referência). Esta razão define o feldspatóide dominante nas rochas: nefelina na sódica e leucita na potássica. Neste último, são comuns as ocorrências de kalsilita e nefelina muito rica em potássio, mas leucita é muito rara ou inexistente na suíte sódica.
2. Rochas com olivina abundante, raras na suíte sódica, são comuns na suíte potássica.

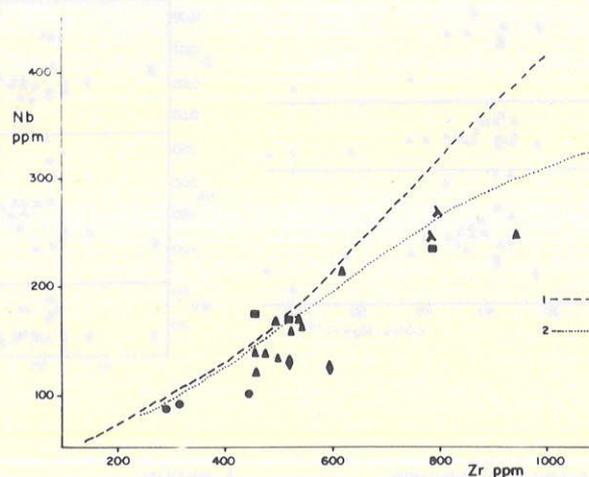


Figura 8 - Diagrama Nb x Zr. Curvas 1 e 2 representativas das suítes sódica e potássica africanas, respectivamente. Símbolos conforme figura 3. Os dados utilizados são os mesmos citados na figura 4 (além de Le Bas 1979, para a suíte sódica)

3. Ocorrência bastante freqüente, embora localizada, de rochas com plagioclásio cálcico (basanitos, tefritos, álcali-basaltos) na suíte potássica (Gupta & Yagi 1980). Essas rochas são praticamente ausentes na suíte sódica.

4. De modo geral, Fe^{+3} predomina sobre Fe^{+2} na suíte sódica e vice-versa na potássica.

5. Apesar de Ti, Sr, V, Cr e Ni mostrarem valores altos nas duas suítes, eles são, em média, mais altos na suíte potássica.

Para a suíte em questão, observa-se que, enquanto fonólitos, nefelina analcimitos e alguns mela-analcimitos mostram razão $K_2O/Na_2O > 1$, para os olivina mela-analcimitos, para as rochas basálticas e a maioria dos mela-analcimitos esta razão é menor que 1. As curvas apresentadas nas figuras 4, 5, 8 e 9 mostram a consonância existente na distribuição de Mg, Ca, Al, Ni e Zr nas rochas das suítes potássica africana e de Santo Antônio da Barra. A suíte sódica distingue-se principalmente em relação ao comportamento de Mg, Ca e Zr. Além disso, as rochas de Santo Antônio da Barra concentram-se nos intervalos de 100 e 200 ppm de Nb e 400 e 600 ppm de Zr. O fonólitos desta suíte, assim como as rochas mais diferenciadas da suíte potássica, localizam-se também neste intervalo e são menos enriquecidas em Nb que os fonólitos da suíte sódica (que possuem valores acima de 200 ppm). Os valores de Ni decrescem rapidamente com a diferenciação a valores de Zr quase constantes (Fig. 9).

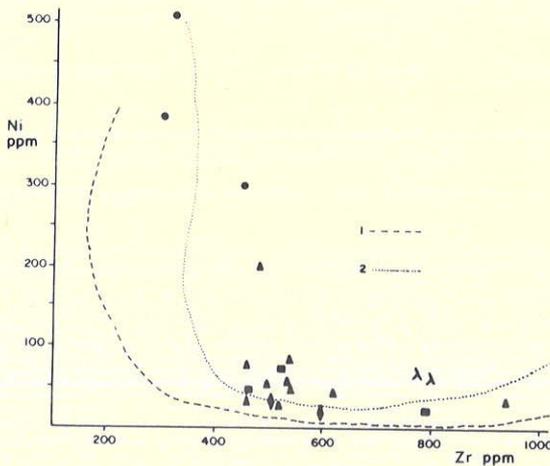


Figura 9 - Diagrama Ni x Zr. Curvas 1 e 2 representativas das suítes sódica e potássica africanas, respectivamente. Símbolos conforme figura 3. Os dados utilizados são os mesmos citados na figura 8

Apesar desses dados, o gráfico da figura 10 reforça o caráter sódico-potássico misto da suíte de Santo Antônio da Barra. Essa constatação reabre a discussão sobre a origem primária ou secundária da analcima; a confirmação definitiva de origem secundária – hipótese adotada pela autora com base nos dados químicos apresentados e na discussão acima – explicaria o caráter misto da suíte pela troca de K por Na na transformação de leucita para analcima.

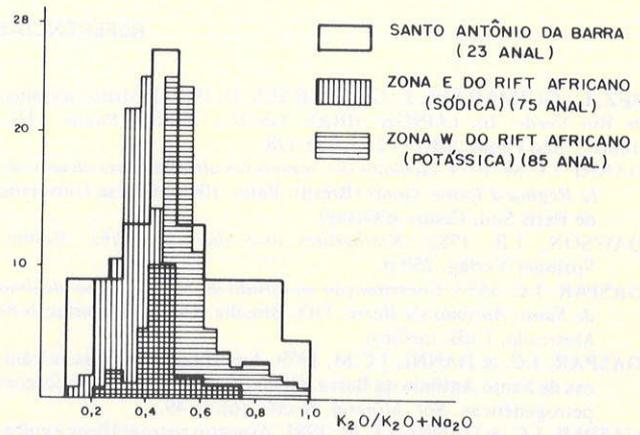


Figura 10 - Histograma $K_2O/K_2O + Na_2O$. Os dados das suítes sódica e potássica africanas são de Gerasimovsky & Polyakov (1972)

Outrossim, apesar de suas afinidades claras com a suíte potássica africana – já apontada por Bez & Guimarães (1971) mas revista por Gaspar (1977), que a considera sódica – não possui termos como mafurito (kalsilita, augita, olivina) ou kantungito (olivina, melilita, leucita), típicos daquela. Este fato é favorável a algumas opiniões em recentes discussões sobre a existência de uma manto heterogêneo.

CONCLUSÕES As rochas ígneas de Santo Antônio da Barra formam uma suíte alcalina insaturada com respeito a sílica, de tendência ultrabásica, com teores de álcalis variando de 0,66 % a 13,74%. Tanto a petrografia como a petroquímica evidenciam um *trend* de diferenciação que é: olivina mela-analcimito, mela-analcimito, nefelina analcimito, fonólito. As relações entre este *trend* e os outros termos petrográficos presentes na área são ainda obscuras. As características e relações mineralógicas e petrográficas sugerem que a evolução magmática não foi simples e linear. Os dados petroquímicos reforçam essa idéia.

A analcima foi caracterizada por Gaspar & Danni (1979), que adotam a hipótese de origem primária para este mineral. As tentativas para caracterizar restos de leucita, feitas pela autora, foram infrutíferas. No entanto, as análises químicas das rochas de Santo Antônio da Barra assim como sua afinidade com a suíte potássica do rifte oriental africano sugerem fortemente um caráter potássico primário para a suíte em questão. Essa hipótese implica processo de analcimização secundário, isto é, a analcima seria produto da alteração de leucita.

Agradecimento A autora é sinceramente grata ao professor Dr. José C.M. Danni, orientador da dissertação de Mestrado que deu origem a este trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEZ, L.; GUIMARÃES, J.; GUIMARÃES, D. 1971. Distrito vulcânico de Rio Verde. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG v. 2. p. 121-128.
- DANNI, J.C.M. 1974. *Géologie des complexes ultrabasiqes alcalins de la Regina d'Iporá, Goiás* (Brésil). Paris. 104 p. (Thèse Université de Paris Sud, Centre d'Orsay).
- DAWSON, J.B. 1982. *Kimberlites and their xenoliths*. Berlim. Springer-Verlag. 250 p.
- GASPAR, J.C. 1977. *Contribuição ao estudo do magmatismo alcalino de Santo Antônio da Barra, GO*. Brasília. 143 p. (Dissertação de Mestrado, UnB, inédito).
- GASPAR, J.C. & DANNI, J.C.M. 1979. Analcima nas rochas vulcânicas de Santo Antônio da Barra, Goiás, e suas possíveis implicações petrogenéticas. *Bol. Mineral*, Recife, (6):41-49.
- GASPAR, J.C. & DANNI, J.C.M. 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da província alcalina-carbonatítica de Santo Antônio da Barra, sudoeste de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1):74-86.
- GERASIMOVSKI, V.I. & POLYAKOV, A.L. 1972. Alkaline rocks of the East Africa Rift Zones (Geochemistry and genesis). In: INTER. GEOL. CONGR., 24, Montreal, 1972. *Proceed...* Montreal, Int. Min. Assoc. p. 34-40(section 14 - Mineralogy).
- GUPTA, A.K. & YAGI, K. 1980. *Petrology and genesis of leucite-bearing rocks*. Berlim, Springer-Verlag. 251 p.
- HASUI, Y.; DYER, R.C.; IWANUCH, W. 1971. Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL. 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG v. 1. p. 253-258.
- KESSON, S.E. 1973. The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, southeastern Australia — evidence for upper mantle heterogeneity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:93-108.
- LES BAS, M.J. 1977. *Carbonatite-nephelinite volcanism*. London, Wiley, 374 p.
- LE BAS, M.J. 1978. Are olivine-poor nephelinites a primary melt product from the mantle? *Bull. volcanol.*, 41(4):463-465.
- LIPPARD, S.J. & TRUCKLE, P.H. 1972. Spatial and temporal variations in basalt geochemistry in the N. Kenya Rift. *Tectonophysics*, 15:123-131.
- MORAES, L.C. 1984. *Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suíte vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás*. Brasília. 122 p. (Dissertação de Mestrado. UnB).
- NASH, W.P.; CARMICHAEL, I.S.E.; JOHNSON, R.W. 1969. Mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya. *J. Petrol.*, 10:409-439.
- POUCLET, A. 1980. Contribution à la systématique des laves alcalines, les laves du rift de l'Afrique Centrale (Zaire-Uganda). *Bull. Volcanol.*, 42:527-537.
- WASS, S.Y. & ROGERS, N.W. 1980. Mantle Metassomatism-precursor to continental alkaline volcanism. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 44:1811-1823.

MANUSCRITO 461

Recebido em 07 de maio de 1987

Revisão em 30 de outubro de 1987

A vocação primordial da universidade é de cuidar da eficiência da educação, associando sempre a pesquisa à transmissão e ao aprofundamento dos conhecimentos fundamentais ligados ao desenvolvimento científico e técnico de uma sociedade responsável, cuja riqueza demográfica não pode ser aviltada, sob pena de se tornar perigosa e insustentável. A manutenção dessa riqueza exige o amparo e o aproveitamento de todos os indivíduos harmonizando o saber, o fazer e o ser.

Paul Arbousse-Bastide, 1984, *O que o Brasil me ensinou*. (Aula Magna proferida na USP).

CONDIÇÕES HIDROGEOLÓGICAS DOS AQUÍFEROS ARTESIANOS NA REGIÃO DO COMPLEXO PETROQUÍMICO DE CAMAÇARI, BAHIA

OLIVAR A.L. DE LIMA* e TELMA A.D. MIRANDA**

ABSTRACT HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE ARTESIAN AQUIFERS IN CAMAÇARI PETROCHEMICAL COMPLEX REGION, BAHIA. The upper portion of the São Sebastião Formation, in the Recôncavo Basin, Bahia, is a multi-layered artesian aquifer system composed of alternating sandstones and shales, with a thickness greater than 1,000 m. Electrical logs of 95 wells for both oil and water exploration in the region of the Camaçari Petrochemical pole have been studied with the aim of defining the structural configuration and the petrophysical characterization of the main sandstones bodies tapped by the wells. The geometry and internal structures of these bodies, as clearly displayed in the SP and resistivity curves, suggest that they originated as point bar sands of a large fluvial environment. The water quality determined by chemical analysis and inferred from the logs is related to the general pattern of flow, the salt content being modified both by cation exchange within disseminated clays and by ionic filtering through confining shales. A thermal anomaly contour map constructed from borehole temperature data reveals a regional pattern of water transfer between sandstones by means of vertical leakages through the shale layers. Temperatures logs performed in nine water wells were used to estimate the rates of this leakage, which is in the order of 8.4×10^{-7} to 1.2×10^{-6} cm/s. Combined piezometric and pumping data of the Camaçari well field attest clearly to the highly severe exploitation the aquifer is undergoing in this region. Considering the high level of surface water contamination by industrial and oil exploratory activities in the area, these data suggest an imminent risk of pollution for this important groundwater reserve and calls for a rigorous control by government agencies.

INTRODUÇÃO A Formação São Sebastião nas bacias do Recôncavo e Tucano, Bahia, compreende uma seqüência de arenitos, folhelhos e siltitos do Cretáceo Inferior, com mais de 1.000 m de espessura. Ela contém um dos mais importantes sistemas aquíferos do Estado em termos de reservas, qualidade da água e produtividade de poços (Leite 1964). Grande parte do suprimento de água do Complexo Petroquímico de Camaçari (Copec), do Centro Industrial de Aratu (CIA) e das populações de várias cidades e vilas da região (Fig. 1) é obtida desse sistema através de poços tubulares profundos. Na área do Copec, estima-se que a água subterrânea atenda a mais de 60% do consumo industrial (URPLAN 1985).

Embora extensa e intensivamente explorados, esses aquíferos carecem de estudos detalhados sobre sua hidrologia subterrânea, especialmente no que diz respeito à geometria e às propriedades hidráulicas dos corpos de arenitos, à influência hidrodinâmica de uma densa tectônica de falhamento e às características químicas da água. Além disso, a intensa atividade industrial petroquímica instalada no Copec, onde operam mais de 50 empresas do setor, bem como a atividade de extração de petróleo em diversos campos da área (Fig. 1) têm sido responsáveis por uma poluição crescente dos cursos de água superficial e representam riscos iminentes de contaminação da água subterrânea armazenada nesse sistema aquífero.

Alguns estudos hidrogeológicos conduzidos em áreas de ocorrência da Formação São Sebastião (Lima & Ribeiro 1982, Oliveira & Lima 1986) têm mostrado que esta formação corresponde a uma sucessão vertical de camadas e lentes de arenitos e de folhelhos interestratificados, que é freqüentemente seccionada por sistemas escalonados de falhas gravitacionais. Tais estudo evidenciaram também a presença de variações de qualidade da água entre diferentes níveis arenosos, assim co-

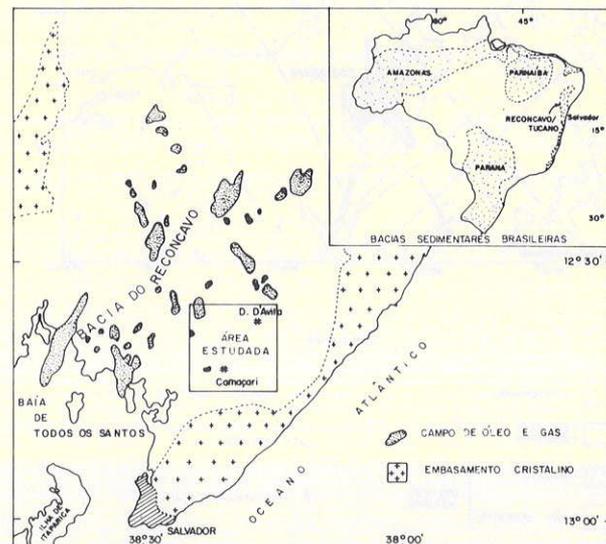


Figura 1 - Mapa da situação da área estudada

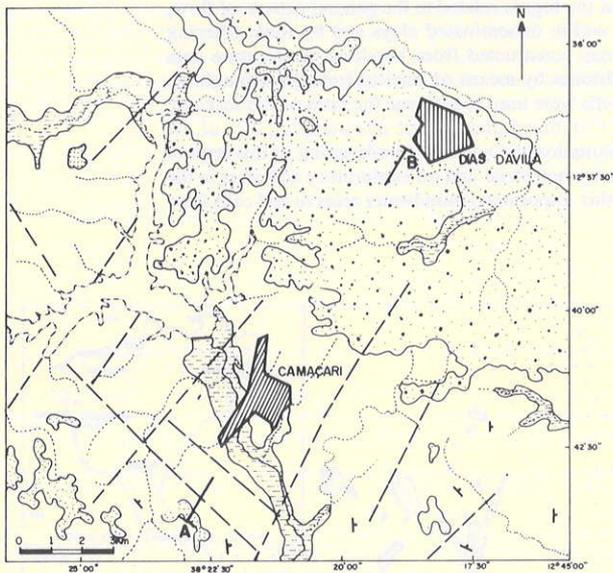
mo levantaram a possibilidade da interconexão hidráulica do fluxo entre os vários arenitos, tanto verticalmente, através de folhetos semipermeáveis, como lateralmente, através de superfícies ou zonas de falhamentos.

No presente trabalho, foram analisados perfis elétricos de 95 poços da região de Camaçari (Fig. 2), perfurados em conexão com a exploração de petróleo e de água subterrânea, com o fim de se obter uma avaliação hidrogeológica do sistema aquífero São Sebastião nessa região, em termos da geometria tridimensional e das propriedades petrofísicas dos cor-

* Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Geociências, UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Campus da Federação, CEP 40210, Salvador, BA, Brasil

** Instituto de Física, UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Campus da Federação, CEP 40210, Salvador, BA, Brasil

pos de arenitos que ocorrem até cerca de 300 m de profundidade, que corresponde à média da penetração dos poços. Além disso, foram estudados nove perfis de temperatura executados em alguns dos poços exploratórios de água objetivando determinar taxas de filtração vertical da água através dos folhetos semiconfinantes, assim com estimar outros padrões da circulação subterrânea usando as perturbações que o bombeamento em poços vizinhos provocam nos gradientes geotérmicos naturais. Combinando os dados piezométricos e da vazão dos poços em diferentes épocas com as análises físico-químicas das águas, tentou-se também caracterizar o nível de exploração desses aquíferos bem como avaliar sua vulnerabilidade à poluição, já detectada em superfície e causada pela intensa atividade industrial.



LEGENDA

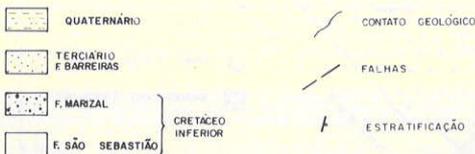


Figura 2 - Mapa geológico da área estudada

SITUAÇÃO GEOLÓGICA A bacia sedimentar do Recôncavo faz parte do sistema de bacias eocretáceas do leste brasileiro, cuja origem e evolução estão diretamente relacionadas à separação entre os continentes africano e sul-americano (Asmus & Porto 1972, Milani 1986). Trata-se de uma fossa tectônica implantada sobre rochas pré-cambrianas do Cráton de São Francisco e preenchida por sedimentos continentais flúvio-lacustre, desde o Neojurássico. Esses sedimentos constituem o chamado Supergrupo Bahia, cuja espessura máxima atinge cerca de 6.000 m (Viana *et al.* 1971).

O supergrupo Bahia compreende, assim, uma espessa seqüência de folhelhos, arenitos e calcários, da qual faz parte a Formação São Sebastião, objeto específico desse trabalho. Na

região estudada, ela está parcialmente recoberta pelos sedimentos das formações Marizal e Barreiras. Estratigraficamente, a Formação Marizal sobrepõe-se em discordância angular à formação São Sebastião e está sotoposta, em discordância paralela, à Formação Barreiras (Fig. 2).

A Formação São Sebastião, do Eocretáceo, é contígua por intercalações de espessos bancos de arenitos de cor e granulção variadas, e de camadas e lentes de folhelhos e siltitos. Sua espessura no Recôncavo varia de 30 a 2.800 m, com até 1.000 m de sedimentos saturados de água doce (Leite 1964).

A Formação Marizal, também do Eocretáceo, é caracterizada por um conglomerado basal e por arenitos variegados, com espessura não maior que 30 m. Já a Formação Barreiras constitui uma seqüência continental do Terciário, também com cerca de 30 a 40 m de espessura, composta predominantemente de arenitos. Por causa de suas disposições topográficas nas partes mais elevadas do terreno e por suas pequenas espessuras, essas duas formações não constituem aquíferos importantes na região.

Sedimentos de distribuição mais restrita constituem os depósitos aluviais do Quaternário, de reduzida espessura, que preenchem os vales e as baixadas.

As principais feições estruturais da área são os sistemas de falhamentos sin e pósdeposicionais, que seccionaram o pacote sedimentar da bacia em conjunto de blocos com um alinhamento estrutural preferencial de direção NNE. A direção de falhamentos mais freqüente é N20-30E, correspondendo a um conjunto de falhas gravitacionais paralelas à direção do substrato da fossa e que constituem limites laterais de altos e baixos estruturais. Um outro conjunto de falhas, com direção N30-40W, possui componentes direcionais de deslocamento refletindo o padrão de esforços distensivos da separação continental (Milani 1986).

Uma outra feição estrutural importante na área estudada é a de um amplo antiformal, com fechamento localizado a SW de Camaçari e de direção axial N20E, no qual as camadas da Formação São Sebastião estão arqueadas até a 30° de mergulho (Fig. 2).

CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E PETROFÍSICAS DOS ARENITOS

A figura 3 contém o perfil geo-elétrico composto do poço RJST-1-BA, incluindo os padrões de variações de alguns parâmetros petrofísicos dos arenitos, determinados em testemunhos de sondagem. A figura ilustra, de maneira significativa, o comportamento geofísico da Formação São Sebastião na área estudada. As deflexões nas curvas de SP e de resistividade elétrica permitem definir com segurança os limites das camadas, assim com refletem algumas importantes feições litológicas dos arenitos, confirmadas pelas informações extraídas da análise dos testemunhos, conforme será discutido adiante.

A figura 4 representa um perfil vertical de correlação litostratigráfica orientado transversalmente à estrutura geológica da área, mostrando a presença de vários níveis espessos de arenitos, separados por camadas ou lentes de folhelhos e truncados por falhamentos gravitacionais.

Esses corpos areníticos possuem cores variando de cinza a róseos e amarelados, e granulção variando de fina a média, com ocorrências locais de grânulos e seixos de quartzo. Observa-se em todos eles um padrão ascendente de granodrecência e de aumento da argilosidade, bem caracterizados no perfil de diâmetro médio dos grãos (Fig. 3) e refletidos nas curvas de SP e resistividade. Eles variam ainda de estratificados a maciços, apresentam-se pouco consolidados, com grãos

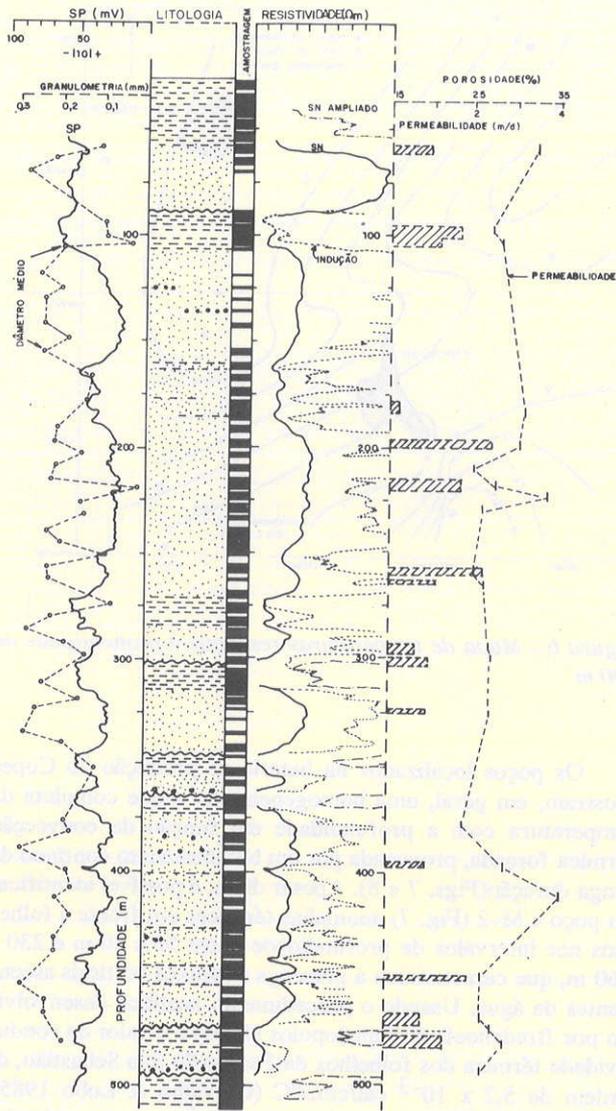


Figura 3 - Perfil geofísico composto do poço RJST-1-BA

subarredondados e arredondados, regularmente a bem classificados e com baixo teor de minerais de argila na matriz, exceto em seus topos. A estratificação dominante é do tipo cruzada, passando a paralela nas partes superiores da seqüências. As feições geométricas dos perfis elétricos em frente aos arenitos revelam a presença de contatos abruptos na base, sugerindo erosão, e um desenvolvimento gradacional para folhetos no topo de cada nível. Cerca de 40 amostras de testemunhos extraídos no poço RJST-1-BA, representativas desses arenitos, forneceram valores de porosidade entre 24,6% e 32,7% e de permeabilidade intrínseca no intervalo de 190 a 5.700 mD. Os valores médios dessas propriedades no conjunto das amostras são de 27,5% e 1.870 mD, com desvios-padrão de 1,88 e 780, respectivamente.

Os folhetos e siltitos associados são de cores variadas, predominando os cinza-esverdeados e avermelhados, em alguns poços ocorrendo folhelhos marrons e arroxeados. Os intervalos mais espessos são normalmente contínuos através da área, muito deles, porém, representando corpos lenticulares de pequena extensão lateral. Todos eles são normalmente micáceos e parcialmente calcíferos. A heterogeneidade composicional revelada por variações de granulometria e de cor dessas litologias é refletida por um comportamento irregular da resistividade elétrica em frente a essas camadas.

A figura 5 mostra o mapa de isópacas de arenitos nos 200 m superiores da Formação São Sebastião, contruído com base nos dados de todos os poços com perfis elétricos disponíveis. Verifica-se um padrão de distribuição ligeiramente sigmoidal, com orientação geral NE e com o desenvolvimento das maiores espessuras no setor nordeste da área estudada. Esse padrão parece também ser mantido em maiores intervalos de profundidade (até 500 m), embora o pequeno número de dados não tenha permitido uma representação em mapa.

As feições estratigráficas refletidas nos perfis elétricos dos poços e a distribuição espacial dos arenitos indicada na figura 5 são consistentes com uma origem fluvial para a Formação São Sebastião, conforme interpretam vários autores (Viana *et al.* 1971, Lima & Ribeiro 1982). Os arenitos correspondem às areias de barras de pontais de correntes meandranter e os folhelhos representam os depósitos de planície de inundação e/ou de preenchimento de canais de meandros abandonados.

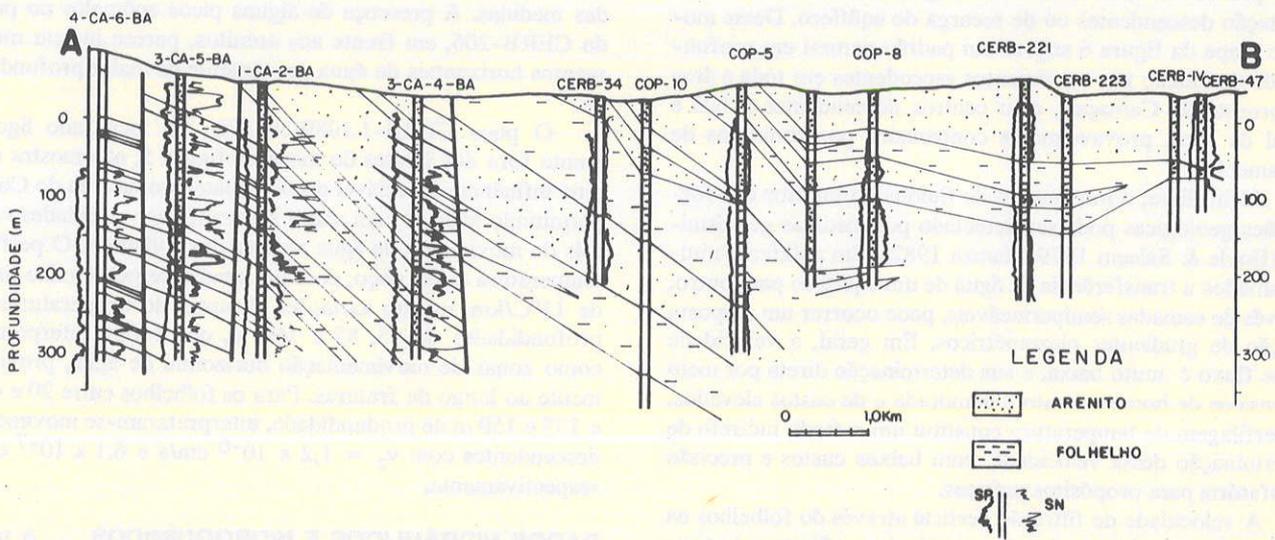


Figura 4 - Seção geológico-estrutural transversal à direção das camadas

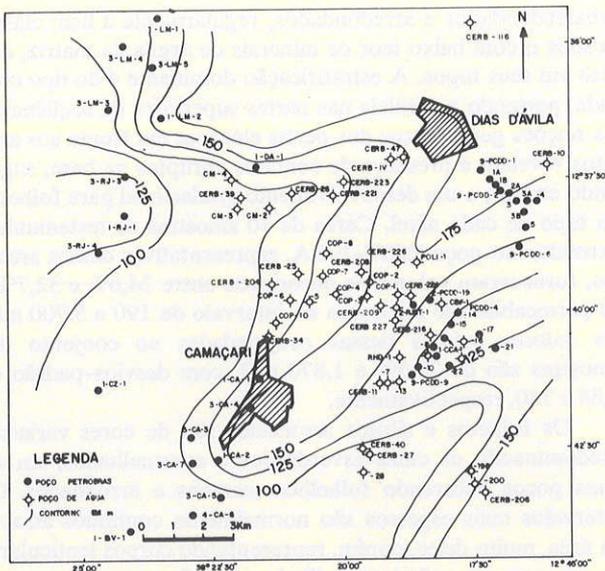


Figura 5 - Mapa de isópacas de arenitos acima de 200 m de profundidade

dos, em conformidade com os modelos definidos por Visher (1965) e Allen (1975)

DADOS GEOTÉRMICOS Para avaliar a possibilidade de detectar o lento movimento regional da água subterrânea por meios termológicos foi construído um mapa residual de temperaturas na profundidade de 500 m, a partir de temperaturas de fundo, medidas em poços de exploração de petróleo, e dos gradientes médios, medidos em poços de extração de água subterrânea. Os valores residuais na profundidade referida foram calculados pela diferença entre o valor linearmente interpolado em cada poço e o valor calculado com base no gradiente geotérmico médio, computado a partir do conjunto de todos os dados de temperatura e de profundidade. No mapa residual assim construído (Fig. 6), considera-se que as áreas mais quentes (positivas) representam zonas de movimentação natural ascendentes de água a partir dos aquíferos mais profundos e, as áreas frias (negativas), zonas de movimentação descendentes ou de recarga do aquífero. Desse modo, o mapa da figura 6 sugere um padrão natural em profundidade dominado por movimentos ascendentes em toda a área a noroeste de Camaçari, com centros descendentes a NE e a sul da área, provavelmente controlados por conjuntos de falhamentos.

Além disso, o movimento de fluidos no interior das formações geológicas pode ser detectado por medidas geotérmicas (Boyle & Saleem 1979, Hamza 1982). Em aquíferos multicamadas a transferência de água de um aquífero para outro, através de camadas semipermeáveis, pode ocorrer em resposta à ação de gradientes piezométricos. Em geral, a velocidade desse fluxo é muito baixa, e sua determinação direta por meio de ensaios de bombeamento é demorada e de custos elevados. A perfilagem de temperatura constitui um método indireto de determinação dessa velocidade, com baixos custos e precisão satisfatória para propósitos práticos.

A velocidade de filtração vertical através dos folhelhos na área de Camaçari foi estimada a partir de perfilagens de temperatura realizadas em nove poços de extração de água acessíveis na área, com profundidades entre 200 e 300 m.

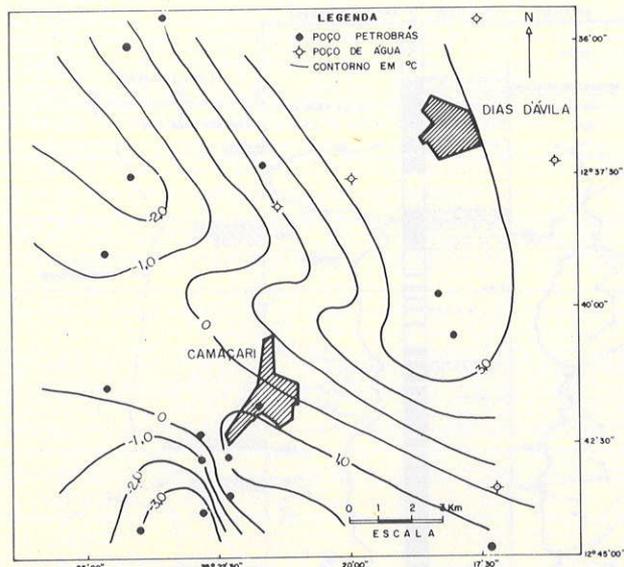


Figura 6 - Mapa de temperaturas residuais à profundidade de 500 m

Os poços localizados na bateria de produção do Copec mostram, em geral, uma homogeneização quase completa da temperatura com a profundidade em função da convecção térmica forçada, provocada por um bombeamento contínuo de longa duração (Figs. 7 e 8). Apesar disso, é possível identificar no poço CM-2 (Fig. 7) anomalias térmicas em frente a folhelhos nos intervalos de profundidade entre 50 e 80 m e 230 e 260 m, que caracterizam a presença de fluxos verticais ascendentes da água. Usando o procedimento analítico desenvolvido por Bredehoeft & Papadopoulos (1965) e o valor da condutividade térmica dos folhelhos da Formação São Sebastião, da ordem de $5,2 \times 10^{-3}$ cal/cm.s°C (Carvalho & Lobo 1985), obtém-se os valores de $v_z = 2,4 \times 10^{-6}$ cm/s, no primeiro intervalo, e de $v_z = 8,4 \times 10^{-7}$ cm/s, no segundo.

Os poços CERB-200 e CERB-206, situados ligeiramente fora da bateria do Copec, mostram ainda efeitos de homogeneização da temperatura, em função do bombeamento no poço vizinho CERB-198, durante o período de realização das medidas. A presença de alguns picos anômalos no perfil do CERB-206, em frente aos arenitos, parece indicar movimentos horizontais de água proveniente de maior profundidade.

O poço CERB-1.1089/80 (Fig. 8), localizado ligeiramente fora dos limites do mapa da figura 5, não mostra mais uma influência apreciável do bombeamento na área do Copec, permitindo estimar com maior segurança as velocidades verticais do movimento da água através dos folhelhos. O perfil de temperatura desse poço, com um gradiente geotérmico médio de $11^\circ\text{C}/\text{km}$, mostra variações abruptas de temperaturas nas profundidades de 55, 85 e 160 m, que foram interpretadas como zonas de movimentação horizontal de água, provavelmente ao longo de fraturas. Para os folhelhos entre 20 e 47 m e 135 e 150 m de profundidade, interpretaram-se movimentos descendentes com $v_z = 1,2 \times 10^{-6}$ cm/s e $6,1 \times 10^{-7}$ cm/s, respectivamente.

DADOS HIDRÁULICOS E HIDROQUÍMICOS A tabela 1 contém resultados de análises físico-químicas de amostras de água coletadas nos poços do Copec, fornecidas aos autores

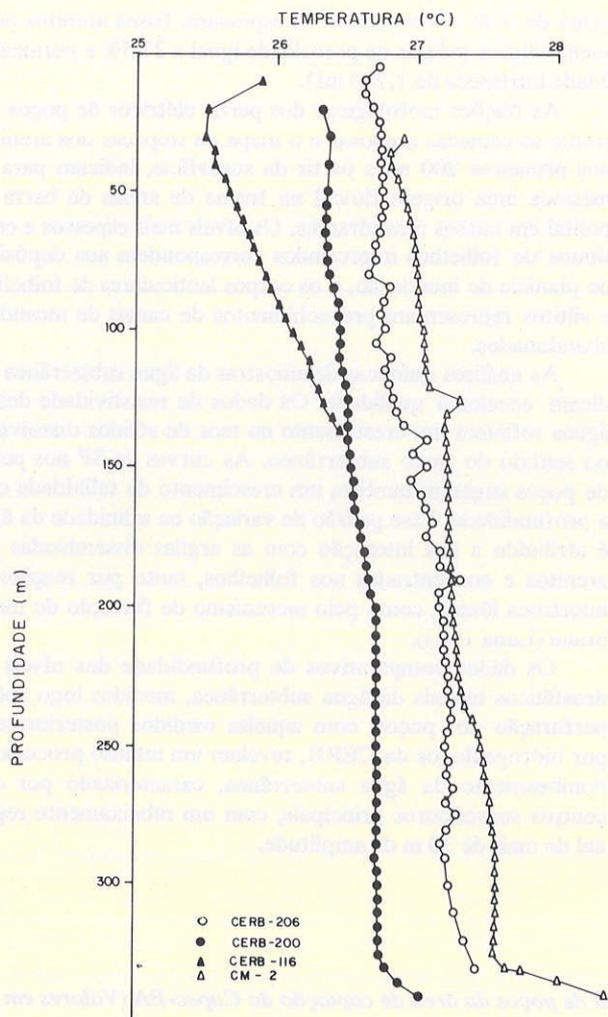


Figura 7 - Perfis de temperatura em poços da área de Camaçari

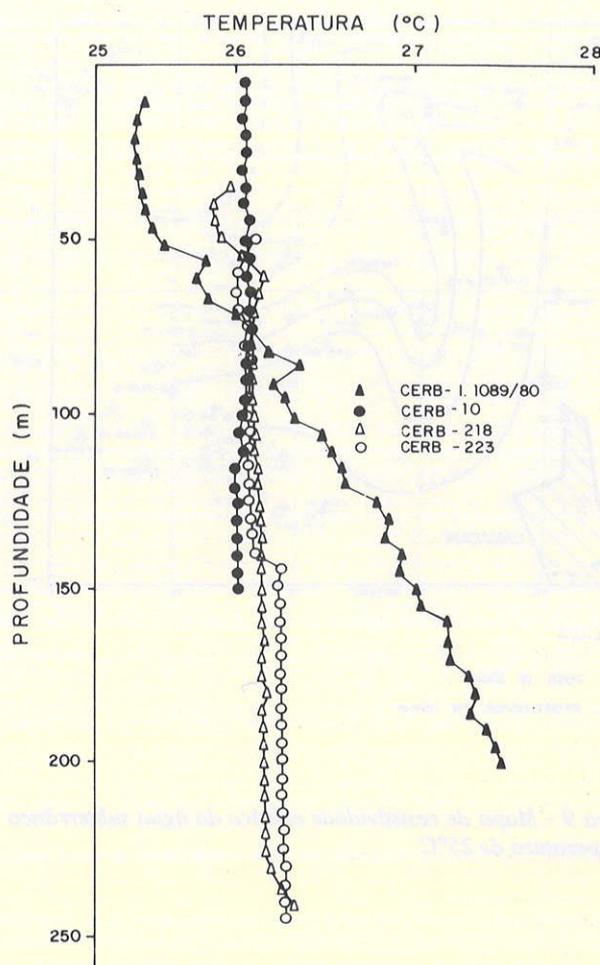


Figura 8 - Perfis de temperatura em poços da área de Camaçari

pela Companhia de Engenharia Rural da Bahia (CERB). São águas cloretadas, com baixos teores de sais dissolvidos, excelentes para consumo humano. Suas resistividades elétricas são elevadas, normalmente acima de 50 ohm.m, a 25°C. Essa propriedade, lançada em mapa (Fig. 9), apresenta uma diminuição sensível de valor no sentido geral do fluxo subterrâneo, indicando um crescimento de salinidade com a distância. Obviamente, a água coletada nos poços representa uma mistura das águas provenientes dos diferentes níveis arenosos. Todavia, a maioria dos perfis elétricos dos poços (Figs. 3 e 4) contém curvas de potencial espontâneo que mostram claramente um decréscimo na deflexão do SP em relação à linha dos folhelhos, com o aumento da profundidade dos arenitos. Embora sem dispor dos dados relativos à lama de circulação, é possível interpretar qualitativamente essas variações de SP em termos de aumentos da salinidade da água com a profundidade.

Como forma de avaliar o grau de exploração aplicado ao sistema aquífero em função da atividade do Copec, foram confeccionados os mapas da figura 10 usando as medidas de nível piezométrico obtidas imediatamente após a perfuração dos poços, bem como durante um levantamento sistemático de inventário hidrogeológico realizado em 1982 pelo Estado (CERB 1982, comunicação pessoal). Em linhas cheias estão indicados os contornos de profundidade da água, contru-

com base nos dados obtidos durante a perfuração dos poços, antes de 1979, ano em que se intensificou a exploração do aquífero pelo Copec. Esses contornos indicam um padrão geral de fluxo subterrâneo divergente a partir de uma faixa que contém os poços CERB-202 e CERB-10, e que atua como divisor de água no aquífero, estendendo-se lateralmente em direção à rede de drenagem superficial.

As linhas pontilhadas indicam os contornos de profundidade obtidos no cadastramento de 1982, quando vários poços se encontravam em franca produção. Trata-se, portanto, de uma representação dinâmica da distribuição dos níveis de água nos poços. A figura 10 mostra a existência de dois centros sorvedouros acentuados de água do sistema, nos quais uma apreciável depressão dos níveis piezométricos vem sendo induzida pelo bombeamento. Essa ampla depressão do potencial piezométrico nos aquíferos artesianos mais profundos induz uma inversão no fluxo vertical através das camadas semi-permeáveis, favorecendo uma maior infiltração de água a partir dos níveis mais superficiais, em parte já contaminada pela atividade industrial.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES O sistema aquífero São Sebastião na região do Copec, Bahia, compreende uma seqüência de arenitos e folhelhos com uma proporção aproxi-

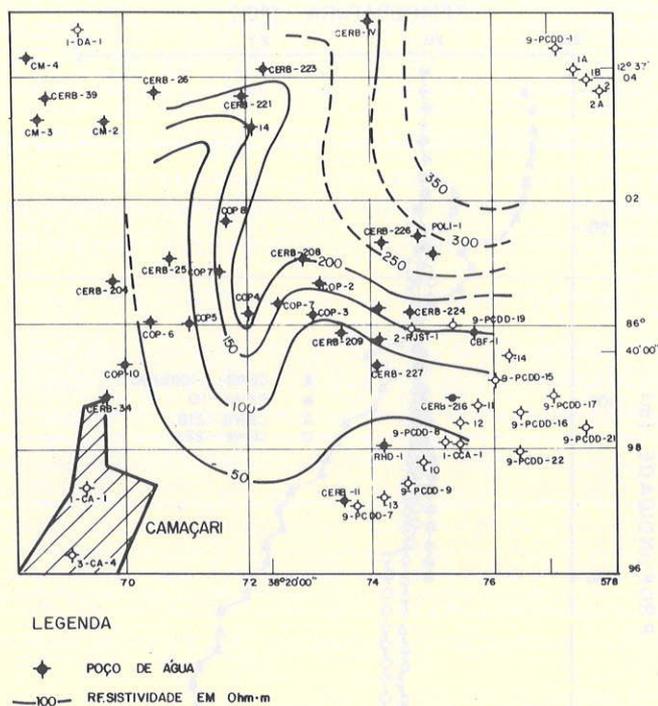


Figura 9 - Mapa de resistividade elétrica da água subterrânea à temperatura de 25°C

mada de 3-6: 1, em termos de espessura. Esses arenitos possuem valores médios de porosidade igual a 27,5% e permeabilidade intrínseca de 1.780 mD.

As feições morfológicas dos perfis elétricos de poços em frente às camadas arenosas e o mapa de isópacas dos arenitos nos primeiros 200 m, a partir da superfície, indicam para os mesmos uma origem fluvial na forma de areias de barra de pontal em cursos meandantes. Os níveis mais espessos e contínuos de folhelhos intercalados correspondem aos depósitos de planície de inundação, e os corpos lenticulares de folhelhos e siltitos representam preenchimentos de canais de meandros abandonados.

As análises químicas de amostras da água subterrânea indicam excelente qualidade. Os dados de resistividade dessas águas refletem um crescimento no teor de sólidos dissolvidos no sentido do fluxo subterrâneo. As curvas de SP nos perfis de poços sugerem também um crescimento da salinidade com a profundidade. Esse padrão de variação na salinidade da água é atribuído a sua interação com as argilas disseminadas nos arenitos e concentradas nos folhelhos, tanto por reações de intertroca iônica, como pelo mecanismo de filtração de membrana (Lima 1983).

Os dados comparativos de profundidade dos níveis hidrostáticos iniciais da água subterrânea, medidos logo após a perfuração dos poços, com aqueles medidos posteriormente por hidrogeólogos da CERB, revelam um intenso processo de bombeamento da água subterrânea, caracterizado por dois centros sorvedouros principais, com um rebaixamento regional de mais de 30 m de amplitude.

Tabela 1 - Resultados de análises físico-químicas de amostras de água de poços da área de captação do Copec-BA (Valores em ppm)

Poço	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻⁻	pH	R(ohm.m)
CERB-26	0,4	0,485	4,9	10,0	11,0	8,0	4,8	-
CERB-40	0,6	1,2	8,2	8,0	10,0	24,0	6,4	135,1
CERB-47	0,4	0,7	3,8	0,3	8,0	1,2	4,9	357,1
CERB-117	58,0	2,18	-	-	13,5	57,5	7,8	65,8
CERB-208	0,05	-	-	-	10,0	-	6,7	204,1
COP-06	9,2	11,9	16,0	10,9	16,0	56,0	6,9	54,6
COP-05	4,0	6,54	11,7	6,0	17,0	26,0	6,2	80,6
CERB-800	0,9	2,4	5,5	12,3	10,0	27,0	7,2	106,4
CERB-811	2,0	1,46	-	-	6,0	2,0	5,9	285,7
CERB-812	0,4	0,72	4,1	0,4	9,0	3,6	5,0	290,7
CERB-813	2,0	0,73	0,2	0,06	6,5	4,0	7,0	147,5
CERB-216	5,0	3,89	0,50	0,18	21,0	20,0	7,5	80,0
CERB-217	3,0	4,0	4,9	-	9,0	6,0	6,2	227,0
COP-01	1,0	4,0	-	-	9,0	6,8	5,5	-
COP-02	2,0	4,0	5,2	3,8	11,0	7,2	5,9	188,7
COP-03	2,0	3,05	8,4	4,3	17,0	10,6	5,8	122,0
COP-04	2,0	2,26	8,0	6,5	15,0	14,0	5,9	222,2
COP-07	2,0	3,0	6,4	2,8	10,0	7,6	5,8	142,9

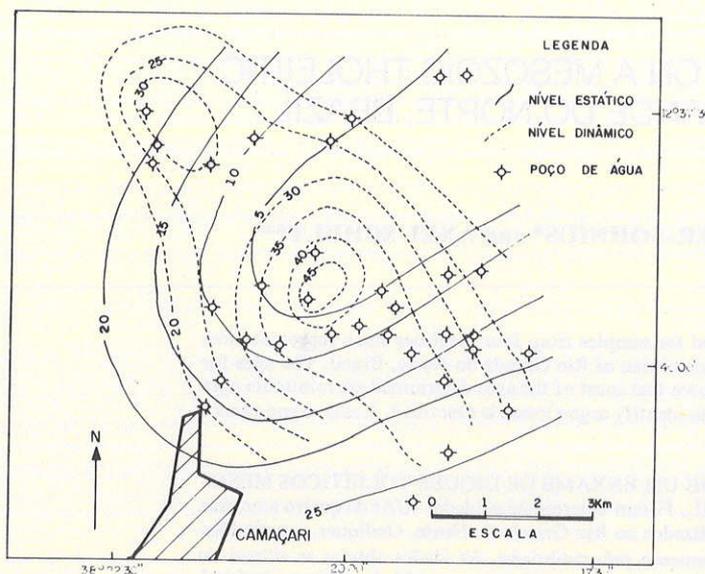


Figura 10 - Mapa de profundidade de níveis da água subterrânea na região de Camaçari

O sentido desse movimento é normalmente descendente, provavelmente ainda em consequência do intenso bombeamento de água. Esses valores de velocidade, embora baixos, e o sen-

tido descendente do fluxo colocam em risco elevado os recursos hídricos da Formação São Sebastião a partir da contaminação da rede hidrológica superficial, já detectada pela Coordenação de Recursos Ambientais do Estado da Bahia (CRA 1981).

Desse modo, é recomendada a realização de um modelamento hidrogeológico desse sistema objetivando definir um programa de operação otimizado para exploração desse aquífero, seja quanto à melhor distância entre os poços, seja quanto aos rebaixamentos admissíveis. Além disso, recomenda-se um rigoroso controle de redução da poluição das reservas hídricas superficiais pelos organismos governamentais.

Os resultados geotérmicos indicam a presença de movimentos verticais da água através dos folhelhos. Embora, em geral, os perfis de temperatura mostrem uma uniformidade em profundidade, como consequência do intenso bombeamento do aquífero, alguns poços permitiram calcular velocidades de percolação no intervalo de $8,4 \times 10^{-7}$ cm/s a $1,2 \times 10^{-6}$ cm/s.

Agradecimentos Os autores agradecem à Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobrás) e à Companhia de Engenharia Rural da Bahia (CERB) pelo fornecimento das cópias dos perfis elétricos de poços usados neste trabalho. A pesquisa da qual o trabalho faz parte é financiada pela Financiadora de Estudos e Projetos S.A. (Finep) e pelo Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e realizada no âmbito do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica da Universidade Federal da Bahia (PPPG/UFBA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, D.R. 1975. Identification of sediments — their depositional environment and degree of compactation from well logs. In: CHILLINGARIAN, G.V. & WOLF, K.H. eds. *Compaction of coarse grained sediments*. Elsevier Pub., New York. p. 349-402.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26, São Paulo, 1972. *Anais...* São Paulo, SBG, v. 2, p. 67-90.
- BREDEHOEFT, J.D. & PAPADOPULOS, I.S. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, 1:325-328.
- BOYLE, J.M. & SALEEM, Z.A. 1979. Determination of recharge rates using temperature-depth profiles in wells. *Water Resour. Res.* 15(6):1616-1622.
- CARVALHO, H.S. & LOBO, P.F.S. 1985. Pesquisas geotérmicas nas bacias sedimentares da costa leste do Brasil. An. I Sem. de Atualização em Geotermia, Instituto Ítalo-Latino-Americano, p. 259-267.
- CRA. 1981. Avaliação e controle de impactos ambientais. Rel. Técnico. Coordenação de Recursos Ambientais, SERPLANTEC, Bahia.
- HAMZA, V.M. 1982. Pesquisa de medições de temperatura subsuperficial. Importância para Hidrogeologia. *Rev. Água Subt.*, 5:65-99.
- LEITE, D.C. 1964. Possibilidades de água subterrânea na bacia do Recôncavo Bahiano. PETROBRÁS, Rel. Interno, DEPEX, Salvador.
- LIMA, O.A.L. & RIBEIRO, A.C. 1982. Caracterização hidrogeológica do aquífero São Sebastião na área de captação do CIA/BA, usando perfilagens elétricas de poços. *Rev. Bras. Geof.*, 1(1):11-22.
- LIMA, O.A.L. 1983. Filtração de membrana e salinização da água subterrânea — Aplicação a aquíferos das bacias do Recôncavo e Tucano. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(1):23-26.
- MILANI, E.J. 1986. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(4):287-292.
- OLIVEIRA, I.B. & LIMA, O.A. 1986. Estudo das condições hidrogeológicas e hidroquímicas dos aquíferos da região de Biritinga-Pataiba (BA), utilizando métodos geofísicos elétricos. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2):176-186.
- URPLAN. 1985. *Abastecimento de água na área industrial do COPEC*. Rel. Técnico, Salvador.
- VIANA, C.F.; GAMA Jr.; E.G.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da bacia do Recôncavo/Tucano. *Bol. Tec. Petrobrás*, 14(3/4):157-192.
- VISHER, G.S. - 1965 - Use of vertical profile in environmental reconstruction. *Am. Ass. Petrol. Geol.* 49:41-61.

MANUSCRITO 492

Recebido em 02 de setembro de 1987

Revisão aceita em 03 de outubro de 1987

POTASSIUM-ARGON AGES ON A MESOZOIC THOLEIITIC DIKE SWARM IN RIO GRANDE DO NORTE, BRAZIL

PETER HORN*, DIETER MÜLLER-SOHNUS* and AXEL SCHULT**

ABSTRACT Potassium-argon ages are reported for samples from four localities which represent three laterally separated Mesozoic tholeiitic dikes in Precambrian of Rio Grande do Norte, Brazil. The ages for the dikes are between 167 Ma and 130 Ma. It is shown that most of the ages determined are minimum ages due to argon losses. The methodological approach to identify argon losses is described. Excess argon cannot be of significant influence on the ages found.

Resumo IDADES POTÁSSIO-ARGÔNIO DE UM ENXAME DE DIQUES TOLEIÍTICOS MESOZÓICOS NO RIO GRANDE DO NORTE, BRASIL. Foram determinadas idades K/Ar de quatro amostras coletadas de uma série de diques subparalelos localizados no Rio Grande do Norte. Os diques, constituídos por rochas toleíticas, foram intrudidos no embasamento pré-cambriano. As idades obtidas se situam no intervalo de 167 a 130 Ma. A maioria dos resultados deve ser considerada como idade mínima, devido à perda de argônio. O método de identificação de perda de argônio é descrito. A influência do excesso de argônio é insignificante para as idades obtidas.

INTRODUCTION The east-west striking tholeiitic dike swarm in Rio Grande do Norte extends over a distance of about 200 km (Fig. 1) and cuts Precambrian basement (Sial 1976). Previous age determinations by the K/Ar method on seven samples (Cordani 1970, *apud* Sial 1976, Sial *et al.* 1981) and on five samples (apatites) by the fission track method (*apud* Sial 1976) yielded ages between 124 Ma and 144 Ma, with a mean age of 131.5 Ma (Early Cretaceous).

Recently, palaeomagnetic and rockmagnetic investigations on these rocks have been carried out (Guerreiro & Schult 1983, Búcker *et al.* 1986). In this context, new potassium-argon age determinations were performed. The analytical details and results are presented in this article.

Analytical techniques, samples, dating approach and results Potassium analyses were performed in duplicate runs on aliquots by emission flame-photometry using cesium at a concentration of 1,000 ppm as ionization buffer; potassium in the measuring solution was about 1 ppm. Sample weights of aliquots varied by a factor of ~ 2. Under these conditions, the analytical precision (relative standard deviation) is $\leq \pm 1\%$. Accuracy is estimated to be $\leq \pm 1\%$ (against interlaboratory standards).

Argon was analysed statically by direct calibration on a 180° magnetic deflection MAT-230 mass-spectrometer. The all-metal extraction system (plus 50 mg aluminium wrapping foil) has a blank of $\leq 8 \times 10^{-9}$ cc STP $^{40}\text{Ar}/\text{h}$ at $2,000^\circ\text{C}$. Actual gas extraction required temperatures of up to $1,800^\circ\text{C}$ to degas $\geq 99.5\%$ of the radiogenic Ar from samples. The furnace was cleaned subsequent to each sample extraction by heating to $2,000^\circ\text{C}$ for 20 min. Sample weights for duplicate analyses of Ar were varied by a factor of 2. The standard deviation for Ar concentrations is $\delta_{\text{rel.}} \pm 1.6\%$. Total rel for the ages are given as $\delta_{\text{rel.}} \pm 3\%$ (including calibration uncertainties, not including the uncertainty in the decay constant). Decay constants for ^{40}K are $\lambda\beta = 4.962 \times$

10^{-10}a^{-1} and $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$.

The samples were prepared from 2.5×2.5 cm drill - cores as taken in the field for rock - and palaeomagnetic work (Búcker *et al.* 1986) by crushing, sieving and magnetic separation of plagioclases and clinoproxenes on a Frantz magnetic separator. Grain sizes of the samples were between 250 and $100 \mu\text{m}$ for whole rocks and $150 - 100 \mu\text{m}$ for minerals.

Thin sections of the samples revealed the presence of devitrified glasses with skeletons of opaques and small, but varying degrees of plagioclase alteration (saussuritization). Pyroxenes as phenocrysts and in the mesostasis are appearing fresh. Small biotites (present only in sample 47) are unaltered.

Diffusional argon-losses are to be expected from the devitrified glasses and altered plagioclases. Concurrently, glasses from deep and altered plagioclases. Concurrently, glasses from deep-seated sills and dikes are frequently the locii of excess-argon, especially when the country rock is as old as Precambrian. Therefore, we applied acid-etching by a 6% HF-solution (5 minutes, room-temperature) to the whole-rocks and plagioclase from one sample in order to remove glass and devitrification products thereof, respectively, and altered portions of the plagioclases, known to dissolve preferably upon etching. Systematic investigations on the etching-technique (Horn & Müller-Sohnius to be published) revealed that no artifacts such as differential removal of argon and potassium are introduced. This approach can be regarded as an analogy to the stepwise-heating- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating technique qualitatively (chemical plateau-method). It must be noted, that after etching whole-rock samples tend to carry high atmospheric argon concentrations relative to unetched samples. Therefore, ultrasonic treatment was applied to the etched samples to

* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München, Theresienstrasse 41, 8000 München 2, República Federal da Alemanha

** Institut für allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München, Theresienstrasse 41, 8000 München 2, República Federal da Alemanha

remove newly formed fine grained fluorides which can be identified as major carriers for atmospheric argon.

Pure plagioclase concentrates were analyzed here in that this mineral can be considered as reliable Ar-chronometer for volcanics in most instances – if fresh. In our cases, it was anticipated that the plagioclases may have lost some radiogenic argon due to slight alterations. In turn, however, plagioclases may here also be in part contaminants from the Precambrian country-rocks and which could then have retained – inherited – radiogenic argon. To check for these two – conflicting – possibilities was a further rationale for including the plagioclase in this study. In minerals from intrusive dikes occasionally excess argon is observed, especially in minerals of low potassium contents such as pyroxenes. To learn about the possible magnitude of the effect of excess argon on the ages, we analyzed a pure clinopyroxene concentrate from sample 43.

The analytical results and calculated ages are presented in table 1.

Discussion From the table it can be seen that in every case but for sample n° 46 the ages of the etched whole rock correspond to its relative clear appearance among the different plagioclases – is closest to the most likely age. It is this the very same sample, where etched and unetched whole-rocks are concordant in age.

Compared to the ages for the etched whole-rocks the samples are higher than the corresponding untreated whole-rocks. Also, the plagioclases' ages each are lower than the ages of the etched whole-rocks. We, therefore, prefer the ages of the latter as being relatively closest to the age of emplacement of the basaltic dikes; the plagioclase concentrate (n°. 46) with highest potassium content – which might plagioclase samples (but one, see above) are significantly lower in age and most likely reveal argon-losses. Therefore, we are forced to regard also the etched whole-rocks to be lowered due to argon-losses in that etching does not necessarily remove alteration products quantitatively. Hence, for samples 43, 44, and 47 the ages of 161, 145, and 167 Ma, respectively are minimum ages: samples 43 and 47 apparently belong to the very same dike system II (Fig. 1): as their calculated ages are concordant at 164 ± 5 Ma within the given analytical uncertainties, we regard it as the respective minimal age for dike II, which corresponds to Middle Jurassic.

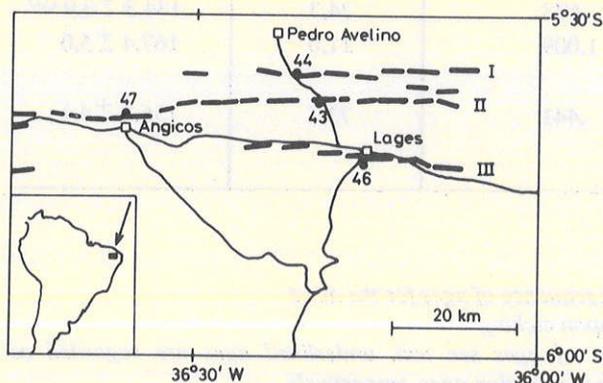


Figure 1 - Sketch map showing dikes (I, II, and III) and sample locations in Rio Grande do Norte

The only sample for which the ages are concordant for all three sample varieties is sample 46 which has an age of 130 ± 4 Ma and which therefore can be regarded as the age of emplacement of the respective dike or sequence of dikes III (Early Cretaceous).

Cordani (1970) determined a whole-rock age for a sample from near Angicos which is 134.3 ± 3.9 Ma (Tab. 1). Our etched whole-rock sample from the same locality (n°. 47), however, has a minimum age of 164 ± 5 Ma (see above). The etched plagioclase from there reveals 136.8 ± 4 Ma and evidently has lost argon at some time. Most likely, the age given by Cordani (*op. cit.*) is also lowered by argon-loss.

Sial *et al.* (1981) concluded from whole rock K-Ar and fission-track ages on apatites (Sial 1974) that the dikes investigated should be not younger than 125 Ma (actually from 125 Ma to 129 Ma) and that their K-Ar ages up to 144 Ma might be due to extraneous argon (either inherited or excess argon). In view of our high ages and Sial *et al.*'s (*op. cit.*) suggestions, we have to consider the possibility of extraneous argon being responsible for the high ages found here. Therefore, from sample 43, which reveals the largest discrepancy of ages for plagioclase and etched whole rocks (Tab. 1), we analyzed a clinopyroxene concentrate. Here, due to low potassium concentrations, extraneous argon should show up most readily. In effect, a relatively high age of 179 Ma for the pyroxene is found (Tab. 1), corresponding to an excess of argon of 6.8×10^{-8} cc STP/g if we take – for the sake of argument – Sial *et al.*'s age of 125 Ma as reference. This is less than 1% of the argon concentrations measured for all whole rocks (etched and unetched) and has therefore – if present also in the whole rocks in about this proportion no influence on their ages.

For devitrified glass in whole rock sample 43 we can calculate an age from data given in table 1 as 159 Ma, hence very close to the age of the etched whole rock (161 Ma). As almost with certainty we can assume partial argon losses for devitrified glasses in general, this implies also lowered argon contents for the etched whole rock, in agreement with our reasoning described above.

Furthermore, potassium and argon concentrations calculated for material dissolved by the etching process (Tab. 1), were high and reveal argon losses as its age would be only 127 Ma. In any case argon-losses supersede potential excess-argon – if there was any.

In the cases of unetched/etched whole rocks (ns. 44 and 46), the dissolved material had lost argon (n°. 44) or is concordant in age with the intrusion age for the dike (n°. 46) indicating that we are on the age-plateau of the chemical plateau-method in the latter case.

With these data sets at hand, we interpret the ages obtained: due to argon losses at ambient temperatures over the times all but one of the ages determined are low relative to the intrusion ages; those found for etched whole rocks are closest to intrusion ages – nevertheless are minimum ages (145 Ma for sample 44 and 167 Ma for sample 47). According to the methodological chemical plateau approach, sample 46 has an intrusion age of 130 Ma.

For sample 43, the minimal age is 161 Ma and the maximal age 179 Ma – if the pyroxene concentrate actually contains excess argon (for which effect no definite proof can be given because adequate reference phases are lacking!).

Some of the low ages (125 Ma - 144 Ma) reported in the literature for the dikes we also consider as being affected by argon losses and by fission track-annealing in the apatites.

Table 1 - Measured and calculated potassium and argon concentrations for dike material and ages thereof

Sample Nº 1	Sample Type (2)	K wt.-%	$^{40}\text{Ar rad} \times 10^{-5}$ cc STP/g	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ %	Age (3) Ma
46	Whole rock	1.35	0.709	17.2	<u>130.3</u> \pm 3.9
-	Etched whole rock (29.8%)	1.45	0.762	24.3	<u>130.3</u> \pm 3.9
-	Dissolved upon etching, calculated (4)	1.01	0.528	-	129.3 \pm 4.0
-	Plagioclase	2.61	1.341	19.5	127.6 \pm 3.8
44	Whole rock	1.66	.890	17.3	<u>132.9</u> \pm 4.0
-	Etched whole rock (22.9%)	1.48	.869	13.0	<u>145.1</u> \pm 4.4
-	Dissolved upon etching, calculated (4)	2.08	.940	-	112.6 \pm 5.0
-	Plagioclase	2.39	1.330	6.7	137.8 \pm 4.1
43	Whole rock	1.72	1.048	10.7	<u>150.3</u> \pm 4.5
-	Etched whole rock (25%)	1.55	1.016	7.8	<u>161.2</u> \pm 4.8
-	calculated (4)	2.23	1.144	-	127.4 \pm 5.0
-	Plagioclase	1.14	0.5485	21.5	119.7 \pm 3.6
-	Clinopyroxene	0.0296	0.02170	68.0	179.0 \pm 8.5
-	Devitrified glass, calculated (5)	4.04	2.61	-	159.0 \pm 6.0
47	Whole rock (Cordani 1970)	1.251	.678	24.3	<u>134.3</u> \pm 3.9 (6)
-	Etched whole rock (27.6%)	1.48	1.009	11.0	<u>167.4</u> \pm 5.0
-	Etched plagioclase (10.3%)	.789	.441	73.7	136.8 \pm 4.1

(1) Numbers refer to sampling localities in figure 1 and are arranged in sequence of ages for the dikes

(2) See text for explanation; percentages in brackets are weight-losses upon etching

(3) For constants used, analytical uncertainties and interpretations of ages see text; underlined ages are regarded as representing intrusion ages (Nº 46) and minimum ages which are closest to intrusion ages, respectively

(4) Calculated from mass-balance and analytical data for etched and unetched whole rock

(5) Calculated from volume-ratio plagioclase:clinopyroxene:devitrified glass = 1/3:1/3:1/3 after modal composition and analytical data for the whole rock (unetched), plagioclase and clinopyroxene

(6) Re-calculated with constants used in this paper from data given by Cordani (1970)

Without quantizing the argument we note that total track annealing in apatite takes place at temperatures and times (around 110°C and 1 Ma), while argon is well retained by most minerals over much longer times. The fact that the ages at the low end of the age sequence determined for the Mesozoic dikes in the region (125 Ma-129 Ma) are apatite fission track ages is further support of our view that the temperature dependent argon retention model is applicable: assumptions about excess argon are more speculative.

Independent arguments for higher ages than 125 Ma among the dikes are that the palaeomagnetic pole position for the dike swarm is closer to the Jurassic poles of South America than to the Early Cretaceous poles (Bücker *et al.* 1986). However, as it appears dike II is appreciable older than dikes I and III. Hence, instead of one mean pole position two pole positions can be calculated for the sites collected from dike I, III, and dike II, respectively (Bücker *et al.* 1986, Table 1). This yields different pole positions at 85.1°N 329°E ($A_{95} = 4.0^\circ$ with five sites) (dikes I and III) and at 67.7°N, 106°E ($A_{95} = 10.3^\circ$ with five sites) (dike III). The pole for dikes I and III is near to Early Cretaceous poles from South America

and the pole for dike II is not far from a Jurassic pole from the Amazon basin (Bücker *op. cit.*, Fig. 3). As there are five sites only for each pole of the dikes the significance is not large but nevertheless the palaeomagnetic results are consistent with the ages determined.

CONCLUSIONS The K-Ar ages for specimen from four localities from three laterally separated tholeiitic dikes range from 167 Ma to 130 Ma.

Previous age determinations on whole-rocks from the region indicated an emplacement of the dike swarm between 145 Ma and 125 Ma ago. Our slightly higher ages on these rocks correspond to Middle/Late Jurassic and to Early Cretaceous. Palaeomagnetic results for the dike swarm are consistent with these ages.

Acknowledgments Financial support of one of us (A. Sch.) by Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) and Deutsche Forschungsgemeinschaft is gratefully acknowledged. We thank Ms. Tumminaro for typing the manuscript.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BÜCKER, C.; SCHULT, A.; BLOCH, W., GUERREIRO, S.D.C. 1986 Rockmagnetism and palaeomagnetism of an Early Cretaceous/Late Jurassic dike swarm in Rio Grande do Norte, Brazil. *J. Geophys.*, **60**:129-135.
- CORDANI, U.G., 1970 Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geoc. Astron.*, **1**:9-75
- GUERREIRO, S.D.C. & SCHULT, A. 1983 Paleomagnetismo de um enxame de diques toleíticos de idade mesocenoica, localizados no Rio Grande do Norte, *Rev. Bras. Geof.*, **1**:89-96
- SIAL, A. N. 1976 The post-Palaeozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance., *An. Acad. bras. Ciênc.*, **48**(supl.):299-311
- SIAL, A.N.; LONG, L.E.; PESSOA, D.A.R.; KAWASHITA, K. 1981 Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **53**(1):115-112.

MANUSCRITO 469

Recebido em 13 de julho de 1987

Revisão em 20 de novembro de 1987

...Geólogos exploracionistas do século XXI terão, eu me atrevo a dizer, os benefícios de muitas percepções novas baseadas em evidências atualísticas.

Morrissey, C.J. 1986. New trends in geological concepts. *Trans. Inst. Mining Metal.*, **95**: p. B54-B57.

COBERTURAS METASSEDIMENTARES DO PROTEROZÓICO MÉDIO: OS GRUPOS ARAÍ E PARANOÁ NA REGIÃO DE NIQUELÂNDIA - COLINAS, GOIÁS

REINHARDT A. FUCK*, ONILDO JOÃO MARINI*,
MARCEL AUGUSTE DARDENNE* e ALMIR NEVES DE FIGUEIREDO*

ABSTRACT MIDDLE PROTEROZOIC METASSEDIMENTARY COVERS: ARAÍ AND PARANOÁ GROUPS IN THE NIQUELÂNDIA-COLINAS REGION, GOIÁS. In the Niquelândia-Colinas, Goiás, Middle Proterozoic Araf Group nonconformably overlies granite-gneiss basement and remains of the possibly Early Proterozoic Ticunzal Formation. The Araf rocks comprise the lower Arraias Formation of quartzite, feldspathic quartzite, and metaconglomerate, and the upper Trafras Formation of carbonatic metapelite, calc schist, chlorite schist, and marble lenses, bearing greenschist facies mineral parageneses. Proeminent deformation structures are the domal shape outlined by the structural high of basement rocks and the large 5-20° S20W plunging asymmetric folds. The latter have not been recognized within the younger Paranoá Group metasediments which unconformably overlie the Araf Group. The Paranoá Group is divided into two sequences. The lower is made of five psamitic and pelitic units, with the discontinuous São Miguel metaconglomerate at the base. The upper sequence comprises four mostly pelitic and carbonatic units, with less important psamitic layers. The rocks have been metamorphosed to the biotite zone of the greenschist facies. Deformation is represented by an earlier phase of tight to isoclinal folding with axial-plane schistosity, possibly coeval with large nearly N-S trending thrusts verging towards the east. These structures are refolded by asymmetric to reverse chevron folds with north-south axial-plane crenulation cleavage. The latest phases are of SW plunging open folds, and large vertical folds with sub-horizontal E-W trending axes. The lower psamo-pelitic sequence correlates with the unmetamorphosed Paranoá Group outcropping near Alto Paraíso de Goiás, to the east of the study area. The dominantly pelitic and carbonatic upper sequence is equivalent to the Minaçu Formation described further to the northwest. Stratigraphic relations between these sequences and their natural division in easily recognized units allow their characterization as groups of formations conferring supergroup rank to the Paranoá.

RESUMO Na região de Niquelândia-Colinas, Goiás, o Grupo Araf repousa discordantemente sobre o embasamento granito-gnássico com restos da Formação Ticunzal. Constitui-se de uma unidade inferior de quartzitos e quartzitos feldspáticos com camadas conglomeráticas e uma unidade superior de metapelitos carbonáticos, calcixistos, clorita xistos e lentes de mármore, com paragéneses típicas da fácies xisto verde. Em mapa, além do arqueamento geral determinado pelo alto estrutural do embasamento, observam-se dobras assimétricas, cujo eixo cai 5-20° para S20W, e que representam fase de deformação anterior à deposição do Grupo Paranoá. Este grupo sobrepõe-se em discordância ao Grupo Araf e consiste em duas seqüências, sendo a inferior, com cinco unidades mapeáveis, predominantemente psamo-pelítica. A superior consiste em quatro unidades mapeáveis, nas quais se sobressaem camadas pelito-carbonáticas, com menor contribuição psamítica. O metamorfismo atingiu a zona da biotita da fácies xisto verde. As deformações são representadas por uma primeira fase de dobras apertadas a isoclinais com xistosidade de plano axial, provavelmente coeva aos grandes empurrões voltados para leste; sucede-se uma fase de dobras angulares assimétricas até inveresas, de direção submeridiana, com clivagem de crenulação de plano axial; as últimas fases são representadas por dobras abertas com caimento para S50W e amplas dobras verticais de eixo E-W sub-horizontal. A seqüência psamo-pelítica inferior corresponde ao Grupo Paranoá não metamórfico exposto na região de Alto Paraíso de Goiás. A seqüência superior é equivalente à Formação Minaçu. As relações entre essas seqüências e sua divisão natural em unidades facilmente reconhecidas e de ampla distribuição na área autorizam antever sua hierarquização em grupos de formações, conferindo ao Paranoá o status de supergrupo.

INTRODUÇÃO No presente trabalho é apresentada uma síntese da geologia das unidades metassedimentares proterozóicas aflorantes nas bacias dos rios Bagagem e Tocantinzinho, afluentes da margem direita do Tocantins, nos municípios de Niquelândia e Cavalcante, Goiás. Ênfase é dada à estratigrafia do Grupo Paranoá, cujas rochas ocupam largas porções da área, e, em particular, ao esclarecimento das relações estratigráficas da seqüência de metassedimentos carbonatados, pelíticos e psamíticos integrante de ampla faixa de afloramentos que se estende por cerca de 300 km, desde a confluência dos rios Tocantins e Paranã até o Distrito Federal (Fig. 1).

Essas rochas têm sido atribuídas a diversas unidades li-toestratigráficas proterozóicas. Barbosa *et al.* (1969), consideraram-nas pertencentes à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí, no sentido preconizado por Braun (1968), embora tenham incluído parte delas no Grupo Araxá e na Formação Trafras do Grupo Araf. A correlação com o Grupo Bambuí foi mantida em vários dos trabalhos subseqüentes, como, por exemplo, Schobbenhaus *et al.* (1975), Marini *et al.* (1977), Araújo & Alves (1979) e Drago *et al.* (1981).

O registro da ocorrência de paraconglomerado na margem direita do Rio Tocantins, correlacionado com a Formação

* Departamento de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910, Brasília, DF, Brasil

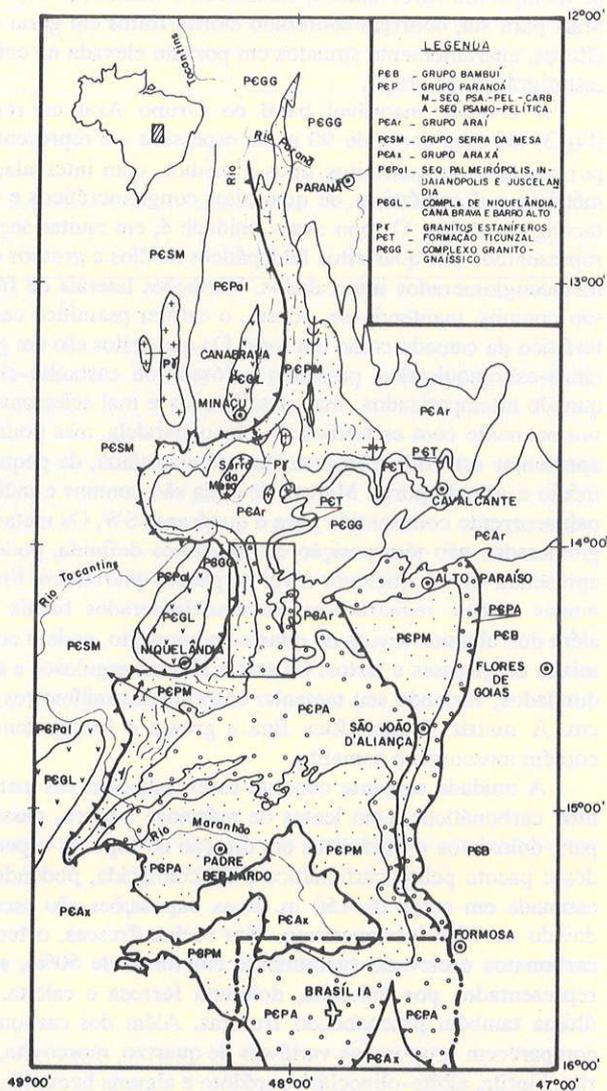


Figura 1 - Distribuição das seqüências psamo-pelítica e psamo-pelito-carbonática do Grupo Paranoá na região central de Goiás. O retângulo assinala a área representada na figura 2

Jequitá, base do Grupo Bambuí, levou Dardenne *et al.* (1978) a concluir que as camadas pelito-carbonáticas sotopostas seriam equivalentes ao Grupo Paranoá (segundo a redefinição de Dardenne 1978) ou pertencentes à Formação Trafras. A partir desta constatação, a seqüência passou a ser considerada, em princípio, como uma fácies pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Marini *et al.* 1978, 1979; Dardenne 1981), face às acentuadas diferenças em relação às unidades detriticas que caracterizam o grupo na região de Alto Paraíso de Goiás-São João d'Aliança. Já Braun (1980) correlacionou a seqüência com as camadas superiores do Grupo Araí, denominando-a Grupo D e situando-a estratigraficamente acima dos grupos C (Trafras) e B (Paranoá), e abaixo do F (Bambuí).

A individualização da seqüência foi formalizada por Marini e Fuck (1981), com a denominação Formação Minaçu, posicionando-a abaixo do Grupo Bambuí, tomado este segundo a redefinição proposta por Dardenne (1978). Como as relações de contato com o Grupo Paranoá não eram conhecidas com detalhe suficiente, Marini & Fuck (1981) não descarta-

ram a possibilidade de equivalência lateral com o referido grupo, aventando ainda a hipótese de que ambas as seqüências venham a ser reunidas num mesmo grupo ou supergrupo de unidades litoestratigráficas.

A proposição da Formação Minaçu foi questionada por Magalhães (1982), por julgar que suas rochas nada mais seriam que a continuação lateral do Grupo Paranoá, tal como caracterizado nas imediações do Alto Paraíso de Goiás (Dardenne *et al.* 1978). Visando dirimir a controvérsia, foi encetado, em 1984, o levantamento geológico (escala 1:50.000) da área abrangida pela metade oriental da Folha Niquelândia (14°-14°30' latitude sul, 48°-48°15' longitude oeste), com a participação dos alunos formandos do Curso de Geologia da Universidade de Brasília*, na esperança de que, ali, as relações estratigráficas da seqüência em questão pudessem ser devidamente esclarecidas.

ESTRATIGRAFIA Na área estudada, ocorre exposição relativamente restrita de rochas granito-gnáissicas com restos da Formação Ticunzal, que constituem o substrato regional das formações proterozóicas mais jovens representadas pelos grupos Araí e Paranoá. Em termos geotectônicos, a área situa-se no limite ocidental da Faixa Brasília, onde as rochas que a integram se acham sobrepostas por gnaisses do embasamento através de importante falha de cavalgamento de direção meridiana e vergência para leste.

As rochas granito-gnáissicas As rochas granito-gnáissicas ocupam o canto nordeste da área, formando um alto estrutural regional de forma ovalada, circundado pelos metassedimentos do Grupo Araí. Além disso, aparecem em estreita faixa de afloramentos, tectonicamente sobreposta às unidades superiores do Grupo Paranoá, no limite oeste da área mapeada (Fig. 2).

Os gnaisses são ortoderivados e representam sobretudo granitos e granodioritos deformados e recristalizados em condições de fácies anfibolito de alta temperatura, conforme se atesta pela paragénese quartzo + ortoclásio + plagioclásio (An índice A 20-30) + biotita ± granada. A textura é média a grossa, eventualmente marcada pela presença de megacristais centimétricos de feldspato. As rochas são foliadas, raramente bandadas, mas tipos maciços aparecem às vezes. Veios pegmatíticos (quartzo + feldspato + moscovita ± turmalina) e aplíticos são comuns. Recomposição mineralógica de mais baixo grau é freqüente, sendo representada pela microclinização do ortoclásio, pela substituição de feldspatos por moscovita, por saussuritização do plagioclásio e pela cloritização da biotita e da granada. Texturas cataclásticas e filoníticas são comuns. Milonito gnaisses e filonitos são especialmente importantes na zona de cavalgamento presente no limite oeste da área. Mostram uma foliação cataclástica crenulada com porfiroclastos estirados de quartzo e feldspato.

A idade dessas rochas não é conhecida com segurança. As poucas determinações geocronológicas obtidas em áreas vizinhas fornecem isócronas Rb-Sr de referência com cerca de 2.000 Ma (Hasui *et al.* 1980, Drago *et al.* 1981). Na região

* Alunos participantes: Ana Cristina Veríssimo dos Santos, Anísio Terra Machado da Costa, Benedito Eliazar de Andrade, Carlos Henrique Bernardi Pereira, César Atsushi Ushirobira, Délio de Lima Machado Júnior, Eduardo Pinto Fernandes, Gema Ribeiro Olivo, José Botelho Nete, José Guilherme Rodrigues da Silva, José Luiz de Miranda, Luiz Carlos de Lima, Luís Mauro Gomes Ferreira, Marcos Pimentel Mendes, Mário Mota Câmara, Marlene Aparecida Morceli, Renato Ferreira, Sérgio da Silva Araújo, Sérgio Santa Rita de Queiroz e Wilderaldo José Ancheschi.

do Rio Preto, a noroeste da área, Reis Neto (1983) obteve retas de referência indicando idades arqueanas. O baixo alinhamento dos pontos analíticos, entretanto, empresta pouca confiabilidade às idades determinadas. As idades K-Ar em mineiras geralmente giram em torno de 500-600 Ma. Trata-se de valores mínimos, relativos ao último resfriamento das rochas da região (Drago *et al.* 1981).

A Formação Ticunzal Restos da Formação Ticunzal acham-se preservados da erosão pré-Araf em calhas sinclinais e zonas abatidas por falha. Em geral, a pequena extensão e a precariedade das exposições impedem sua cartografia, exceto ao norte de Colinas, onde foi mapeada uma faixa expressiva no sopé da chamada Serra das Trocas (Fig. 2). As rochas mais características da formação são xistos grafitosos, podendo a grafita representar cerca de 15% em volume da rocha em certos casos. Os termos mais freqüentes são moscovita-quartzo xistos, com proporções menores de grafita, biotita, feldspato e granada. Ocasionalmente, os xistos contêm teor elevado de turmalina, dando margem ao aparecimento de turmalina-moscovita-quartzo xisto e turmalina xisto. Camadas pouco espessas de quartzitos intercalam-se aos xistos. Muito comuns são intercalações de xistos e biotita gnaisses, principalmente em direção à base do pacote. Os gnaisses são finos a médios, de cor cinza, e costumam apresentar numerosos veios de pegmatitos. A presença desses gnaisses dificulta muito a separação das rochas granito-gnáissicas, sobretudo em vista da escassez de afloramentos, impedindo o traçado mais preciso dos contatos entre as duas unidades.

As rochas da Formação Ticunzal são polideformadas e polimetamórficas. A xistosidade principal, que transpõe estruturas planares de deformações anteriores, orienta-se próximo de N50E, 45NW. Apresenta-se crenulada, com clivagem do plano axial, sendo o eixo da crenulação (S20W/05) coincidente com o eixo da sucessão de anticlinais e sinclinais que caracterizam o Grupo Araf na área. A paragênese associada a essas fases de deformação é de fácies xisto verde (moscovita, quartzo, biotita, clorita), mas a presença de grãos reliquiais de granada e de feldspatos (plagioclásio 15-20% An, microclínio) atesta a vigência de condições anteriores de metamorfismo de fácies anfíbolito. Essa inferência pode ser comprovada pelos estudos preliminares da cristalinidade da grafita, com auxílio de difratometria de raios-X, que indicam ter esse mineral, no caso dos xistos Ticunzal, provavelmente cristalizado sob temperaturas correspondentes à zona silimanita.

A idade da Formação Ticunzal precisa ser ainda determinada. A sugestão de que seja do Proterozóico Inferior e tenha sido deformada e metamorfizada no Ciclo Transamazônico (Marini *et al.* 1981, 1984 a,b) foi em parte confirmada por dados Rb-Sr de Reis Neto (1983). Entretanto, os pontos analíticos representativos das amostras analisadas mostram-se dispersos no diagrama, tendo aquele autor traçado duas retas de referência, com cerca de 2.000 e 2.500 Ma, respectivamente, reunindo amostras tanto da Formação Ticunzal quanto das rochas granito-gnáissicas sotopostas.

Grupo Araf O Grupo Araf aflora de forma descontínua na porção leste da área estudada (Fig. 2). A base do grupo está exposta nas vizinhanças de Colinas, circundando o alto estrutural regional determinado pelo embasamento granito-gnáissico com restos da Formação Ticunzal. As relações estratigráficas são caracteristicamente do tipo não-conformidade, com quartzitos, quartzitos conglomeráticos e metaconglomerados assentados sobre rochas graníticas, gnáissicas e xistosas previamente deformadas e metamorfizadas. Sucede-se um pacote

de metapelitos carbonáticos, calcixistos e mármore impuros. Mais para sul, ocorrem sobretudo clorita filitos em geral calcíferos, aparentemente situados em posição elevada na coluna estratigráfica do grupo.

A camada mapeável basal do Grupo Araf na região (Fig.3) abrange cerca de 90 m de espessura e é representada por unidade de quartzitos finos a médios, com intercalações métricas a decamétricas de quartzitos conglomeráticos e metaconglomerados. O topo dessa unidade é, em muitas seções, representado por quartzitos feldspáticos médios a grossos com metaconglomerados intercalados. Variações laterais de fácies são comuns, mantendo-se, porém, o caráter psamítico característico da camada como um todo. Os quartzitos são em geral cinza-esbranquiçados, passando a róseos ou castanho-claros quando intemperizados, mal classificados e mal selecionados, normalmente com estratificação plano-paralela, mas podendo apresentar estratificação cruzada, até acanalada, de pequeno, médio e grande porte. Marcas de onda são comuns e indicam paleocorrente com sentido para o quadrante SW. Os metaconglomerados não têm posição estratigráfica definida, podendo apresentar-se em qualquer nível no pacote quartzítico. Em algumas seções, registram-se metaconglomerados basais que, além dos ubíquos seixos de quartzo e quartzito, podem conter seixos de gnaisses e xistos. Os seixos são subangulosos a arredondados, variando seu tamanho entre alguns milímetros e 30 cm. A matriz é quartzítica fina a grossa e freqüentemente contém moscovita e hematita.

A unidade seguinte consiste essencialmente em metapelitos carbonáticos, com lentes de mármore impuro, passando para doloxistos e calcixistos em direção ao topo. A espessura desse pacote pelito-carbonático é desconhecida, podendo ser estimada em cerca de 150 m. Boas exposições são escassas devido ao fácil intemperismo. Nas rochas frescas, o teor de carbonatos é elevado (geralmente em torno de 50%), sendo representados por dolomita, dolomita ferrosa e calcita, esta última também preenchendo fraturas. Além dos carbonatos, compõem proporções variáveis de quartzo, moscovita, clorita, biotita, albíta-oligoclásio, epidoto e alguma hematita.

Mais ao sul, nas áreas drenadas pelo Ribeirão Toconhão e no anticlinal desventrado pelo Rio Bagaginha (Fig. 2), ocorrem maiormente clorita filitos, quase sempre carbonáticos, além de afloramentos esparsos de sericita filitos prateados, filitos carbonosos, calcixistos, mármore impuros e quartzitos micáceos. A escassez e a descontinuidade dos afloramentos impossibilitaram a individualização cartográfica e o estabelecimento da sucessão estratigráfica dessas rochas bem como sua posição na coluna do Grupo Araf, embora seja lícito supor que ocupem situação mais elevada que aquelas dos arredores de Colinas.

Levando em conta as definições propostas por Barbosa *et al.* (1969) e Dyer (1970 b), o pacote quartzítico basal faz parte da Formação Arraias enquanto as demais rochas se incluem na Formação Trafras, embora em outras áreas, como a nortenoeste de Cavalcante, essa divisão ainda ofereça dúvidas, por terem sido observadas importantes intercalações de calcixistos nos quartzitos da Formação Arraias (O.J. Marini, dados não publicados).

As paragêneses estudadas indicam metamorfismo típico da fácies xisto verde, correspondente à zona da biotita. As estruturas de deformação presentes na unidade são complexas em face da superimposição dos esforços que deformaram o Grupo Paranoá. As estruturas mais conspícuas das rochas do Grupo Araf foram cartografadas nos arredores de Colinas (Fig. 2) e são representadas por sucessão de anticlinais e sinclinais assimétricas (amplitude da ordem de 200 m, distância

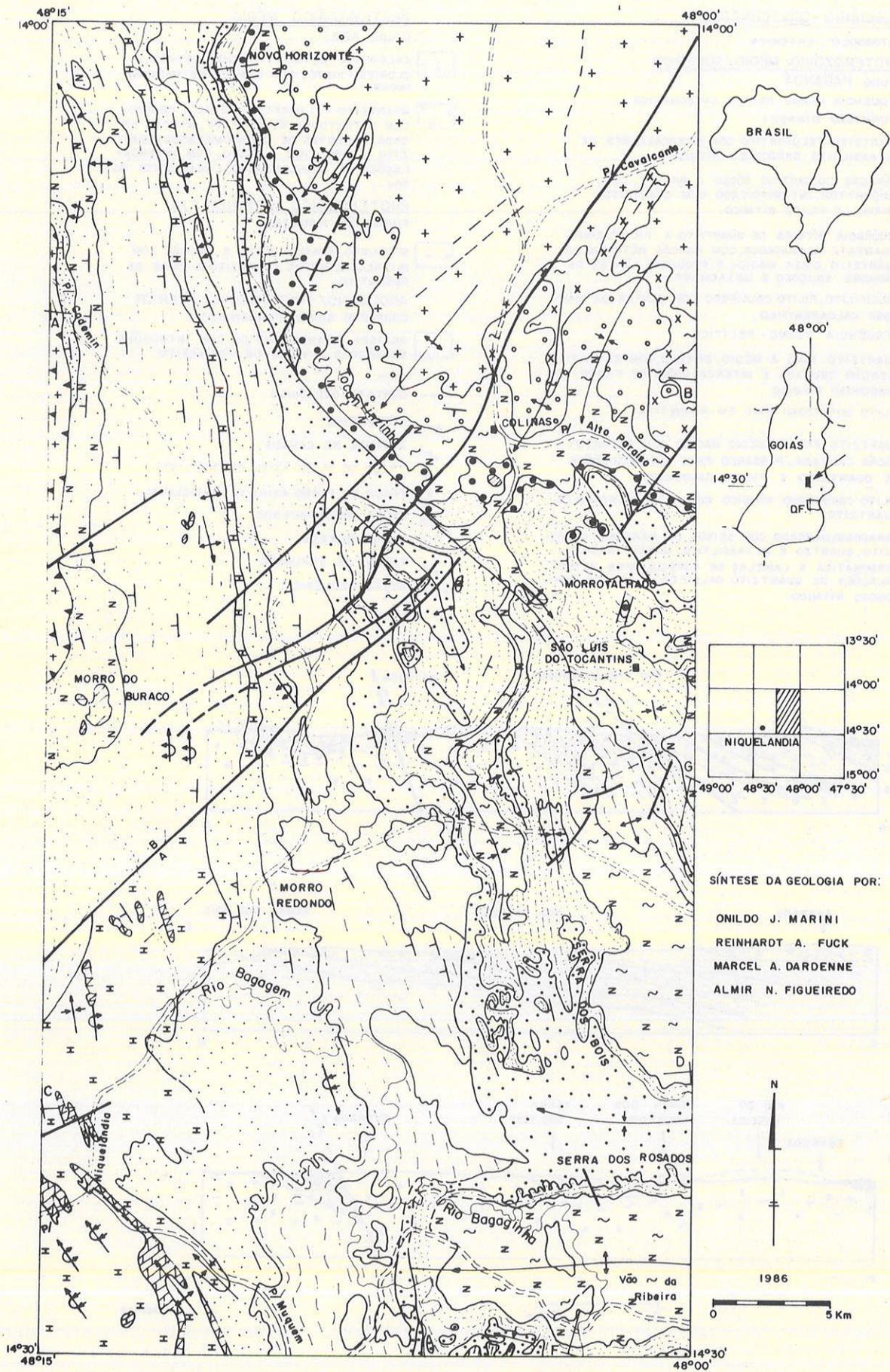


Figura 2 - Mapa geológico da região de Colinas-Niquelândia

- TERCIÁRIO - QUATERNÁRIO**
 - LATOSSOLO, LATERITA
- PROTEROZÓICO MÉDIO/SUPERIOR**
 Grupo PARANÓI
 SEQÜÊNCIA PSAMO-PELITO CARBONÁTICA (FORMAÇÃO MINAÇU)
- I. QUARTZITO FELDSPÁTICO COM INTERCALAÇÕES DE METASSILTITO CARBONOSO RÍTMICO.
 - H. MÁRMORE DOLOMÍTICO RÓSEO A BRANCO, COM CONOPHYTON, INTERDIGITADO COM QUARTZITO FRIÁVEL E FILITO RÍTMICO.
 - G. SEQÜÊNCIA RÍTMICA DE QUARTZITO E FILITO CINZA FINAMENTE ACAMADADOS, COM BANCOS MÉTRICOS DE QUARTZITO CINZA MACIÇO E PEQUENAS LENTES DE MÁRMORE SILICOSO E METACHERT.
 - F. CALCIFILITO, FILITO CALCÍFERO COM LENTES DE MÁRMORE CALCARENÍTICO.
 SEQÜÊNCIA PSAMO-PELÍTICA
 - E. QUARTZITO FINO A MÉDIO, BRANCO, COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA E INTERCALAÇÕES DE FILITO CARBONOSO RÍTMICO.
 - D. FILITO QUÁRTZOSO RICO EM MAGNETITA.
 - C. QUARTZITO FINO A MÉDIO MACIÇO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, PASSANDO PARA INTERCALAÇÕES DE QUARTZITO E FILITO CARBONOSO.
 - B. FILITO CARBONOSO RÍTMICO COM INTERCALAÇÕES DE QUARTZITO.
 - A. PARACONGLOMERADO COM SEIXOS DE MÁRMORE, QUARTZITO, QUARTZO E METASSILTITO, MATRIZ ARGILO-CARBONÁTICA E LAMELAS DE ESPECULARITA, INTERCALAÇÕES DE QUARTZITO CALCÍFERO E FILITO CARBONOSO RÍTMICO.

- PROTEROZÓICO MÉDIO**
 Grupo ARAÍ
- Z. CALCIXISTO, METAPELITOS CARBONÁTICOS, CLORITA - XISTO, COM LENTES DE MÁRMORE IMPURO.
 - O. QUARTZITO FELDSPÁTICO MÉDIO A GROSSO, COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, MARCAS DE ONDA E LENTES DE CONGLOMERADOS; QUARTZITO PURO, FINO A MÉDIO, COM INTERCALAÇÕES DE CONGLOMERADO, LOCALMENTE BASAL.
- PROTEROZÓICO INFERIOR (?)**
 FORMAÇÃO TICUNZAL
- X. MICAXISTO, GRAFITA XISTO E GNAISSE COM INTERCALAÇÕES DE QUARTZITO E VEIOS DE PEGMATITO.
- ARQUEANO/ PROTEROZÓICO INFERIOR
 COMPLEXO GRANITO - GNÁISSICO
- +. GNAISSE GRANODIORÍTICO COM INTRUSÕES GRANÍTICAS E VEIOS DE PEGMATITO.
- CONTATO GEOLÓGICO
- XISTOSIDADE
 - ATITUDE DE CAMADA
 - TRAÇO DE PLANO AXIAL DE SINCLINAL
 - TRAÇO DE PLANO AXIAL DE ANTICLINAL
 - FALHA INDISCRIMINADA
 - FALHA INVERSA
 - FALHA DE EMPURRÃO
 - SEÇÃO GEOLÓGICA

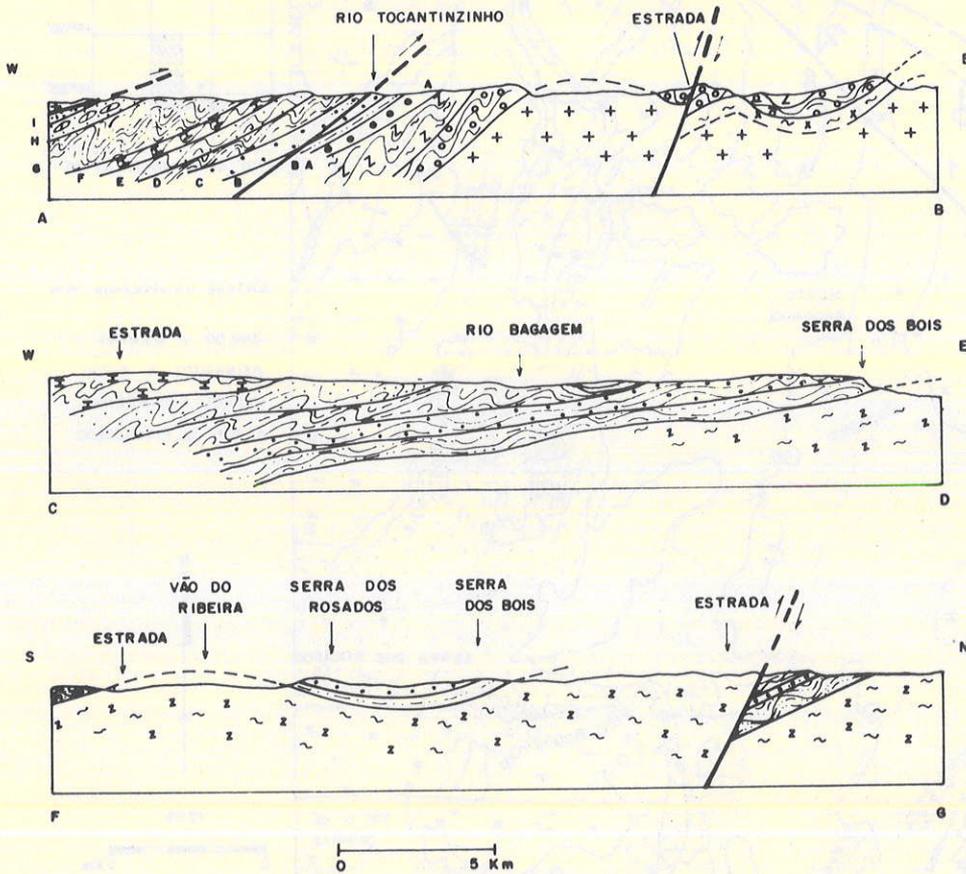


Figura 2 - Continuação

entre charneiras cerca de 2 km), com plano axial de forte mergulho para NW e eixo caindo 5-20° S20W. Essas dobras não são reconhecidas no Grupo Paranoá e, como deformam uma xistosidade, pode-se concluir que o metamorfismo principal do Grupo Araá e pelo menos duas das fases de deformação que o afetaram antecedem a deposição do Grupo Paranoá.

A idade do Grupo Araá não está ainda estabelecida com precisão. Determinações isotópicas pelo método Rb-Sr em rochas metavulcânicas da base do grupo, coletadas na região de Cavalcante-Nova Roma, a nordeste da área estudada, resultaram em isócrona de referência com 1.170 Ma, $R_o=0,710$. Segundo Tassinari *et al.* (1981), esse valor parece refletir a época do metamorfismo sofrido pelas rochas. Reis Neto (1983) obteve isócrona de referência com 1.140 Ma ($R_o=0,712$) em metavulcânicas das vizinhanças de Teresina, a leste de Cavalcante. No mesmo diagrama, além da isócrona referida, o autor traçou duas retas paralelas com idades aproximadas de 550 Ma e razões iniciais elevadas. Ainda, a partir de calcixistos, obteve reta de referência de 470 Ma ($R_o=0,765$), levando-o a concluir que o Grupo Araá sofreu importante homogeneização isotópica durante o Ciclo Brasileiro, fato que parece confirmado pelas idades aparentes de 580 a 670 Ma obtidas pelo método K-Ar em metavulcânicas. Marini *et al.* (1986) referem evidências de campo e geoquímicas indicando possível contemporaneidade e consanguinidade entre metarriólitos do Grupo Araá e o Granito Pedra Branca, na região de Nova Roma. O granito mencionado forneceu isócrona Rb-Sr com cerca de 1.400 Ma, sobre a qual se localiza ponto analítico de metarriólito, indicando, caso não se trate de mera coincidência, idade similar para o Araá (Marini *et al.* 1986). Em conclusão, os dados disponíveis permitem sugerir idade provável da ordem de 1.400 Ma para o Grupo Araá, ao passo que seu metamorfismo teria ocorrido há cerca de 1.150 Ma, com homogeneização isotópica parcial superimposta durante o Ciclo Brasileiro.

Grupo Paranoá O Grupo Paranoá cobre cerca de 3/4 da área estudada (Fig. 2), sobrepondo-se em discordância ao Grupo Araá. É constituído por rochas metassedimentares predominantemente psamíticas na porção basal e psamo-pelito-carbonáticas no topo, divididas em nove unidades mapeáveis que correspondem a formações a serem definidas (com a indicação de seções-tipo) e denominadas em trabalho de cunho mais regional, em preparação. Por ora, são distinguidas informalmente por letras.

Na seqüência psamítica inferior foram separadas cinco unidades mapeáveis (Fig. 2, 3):

- A unidade A é caracterizada por metaparaconglomerado constituído de seixos angulosos e subarredondados de quartzo, quartzito fino, metassilito e calcixisto envolvidos por matriz quartzosa grossa, rica em carbonatos, de cor cinza-esverdeada, na qual se destacam freqüentes lamelas de especularita. Variações para quartzitos e metassilitos carbonáticos e intercalações de filitos carbonosos rítmicos estão presentes em muitos afloramentos. O metaparaconglomerado geralmente exibe aspecto maciço, em poucas exposições verificando-se estruturas planares de estratificação. A espessura máxima da unidade não excede 80 m e, apesar de descontínua a nível regional, constitui um marco importante na estratigrafia das unidades proterozóicas da região, por assinalar a base do Grupo Paranoá, repousando em discordância angular e erosiva sobre as unidades dobradas e metamorfizadas do Grupo Araá. Foi originalmente descrito a poucos quilômetros a leste de Colinas sob a denominação de Conglomerado São Miguel (Braun 1968, Barbosa *et al.* 1969, Dyer 1970 a).

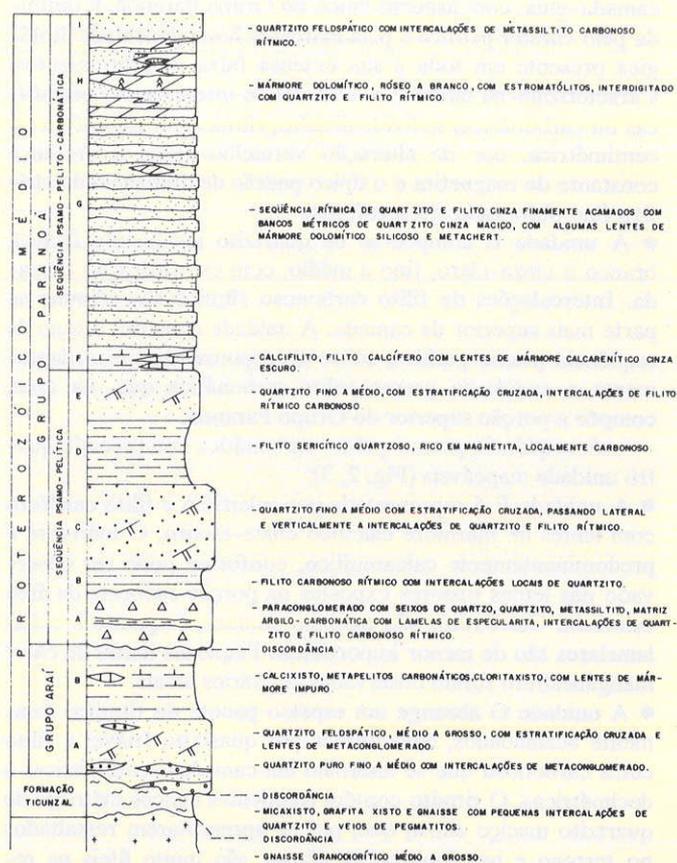


Figura 3 - Coluna litoestratigráfica dos grupos Araá e Paranoá na região de Colinas-Niquelândia

- A unidade B consiste em filito carbonoso rítmico, localmente calcífero, com intercalações pouco espessas de quartzito e variações para metassilito. Intemperizado, adquire características cor vermelho-tijolo, desagregando em placas decimétricas similares a fragmentos de telha. Na região da Serra dos Bois e no anticlinal desventrado do Rio Bagaginha (Fig. 2), em que o Conglomerado São Miguel está ausente, a unidade constitui a base do Grupo Paranoá. Em outros locais não foi possível fazer a separação entre as unidades A e B ou mesmo identificar a B, visto ocorrer, por via de regra, em encostas íngremes às faldas de serras mantidas pelos quartzitos da unidade C, onde são raros os afloramentos.
- A unidade C é composta de quartzito médio a fino, estratificado em bancos métricos maciços ou com estratificação cruzada. Lateral e verticalmente há passagem para camadas em que se observam intercalações de quartzito e filito carbonoso. O conjunto apresenta variações significativas de espessura. Na área de Colinas-São Luís do Tocantins, alcança mais de uma centena de metros, enquanto mais a sul não excede 40 m de espessura. Esta unidade desempenha importante papel no relevo regional por sustentar os maiores altos topográficos, como as serras dos Bois, dos Rosados etc.
- A unidade D é formada por sericita filito quartzoso, localmente carbonoso na base, caracterizado pela presença comum de octaedros milimétricos de magnetita. Caráter rítmico é impresso pela alternância de finos leitões originalmente argilosos, silticos e, mais raramente, arenosos. Trata-se de importante

camada-guia, com aspecto único no Grupo Paranoá. É definida pelo caráter pelítico e pela marcante homogeneidade litológica presente em toda a sua extensa faixa de afloramentos. Caracterizam-na também a ausência de intercalações psamíticas ou carbonáticas individualizadas, ritmicidade milimétrica a centimétrica, cor de alteração vermelho-tijolo, a presença constante de magnetita e o típico padrão de drenagem dendrítico fino observado em aerofotos.

● A unidade E compõe-se de quartzito localmente friável, branco a cinza-claro, fino a médio, com estratificação cruzada. Intercalações de filito carbonoso rítmico são comuns na parte mais superior da camada. A unidade constitui o topo da seqüência psamo-pelítica, sobre ela repousando concordantemente a seqüência psamo-pelito-carbonática que, na área, compõe a porção superior do Grupo Paranoá.

A seqüência psamo-pelito-carbonática compreende quatro unidades mapeáveis (Fig. 2, 3):

● A unidade F é representada por calcifilito e filito calcífero com lentes de mármore calcítico cinza-escuro. O mármore é predominantemente calcarenítico, conforme pode ser observado nas lentes maiores expostas na porção sudoeste da área estudada. Calcilitos são também comuns, enquanto brechas lamelares são de menor importância. Pequenas lentes de *chert* manganífero foram observadas em vários locais.

● A unidade G abrange um espesso pacote de ritmitos finamente acamadados, constituídos por quartzito friável e filito cinza carbonoso que se alternam em camadas centimétricas a decimétricas. O ritmito contém freqüentes bancos métricos de quartzito maciço cinza, que, por se apresentarem ressaltados no terreno e nas fotografias aéreas, são muito úteis na reconstrução das dobras impressas no pacote.

● A unidade H compõe-se de mármore dolomítico interdigitado com quartzito branco friável e filito rítmico. O mármore é branco, róseo ou cinza-claro e caracteriza-se pela presença comum de estromatólitos colunares (*Conophyton*). As camadas dolomíticas têm espessura variável de poucos metros a algumas dezenas de metros. Apenas as que se expõem no Morro do Buraco puderam ser individualizadas na escala de trabalho (Fig. 2).

● A unidade I consiste em quartzito feldspático, com intercalações de metassilito carbonoso rítmico. Corresponde à camada aflorante mais superior do Grupo Paranoá na área, tendo, juntamente com a unidade H, sido cavalgada por milonito gnaisses e filonitos derivados dos granito-gnaisses do embasamento (Fig. 2).

Na área estudada, os metassedimentos do Grupo Paranoá mostram paragêneses minerais típicas da fácies xisto verde baixo, observando-se um discreto aumento do grau metamórfico em direção ao canto noroeste da área onde a presença de biotita é comum e onde, de modo geral, as rochas sofreram recristalização mais acentuada, com desenvolvimento de biotita-clorita-moscovita xistos finos a partir de rochas pelíticas.

Várias fases de deformação foram reconhecidas nos metassedimentos Paranoá. A primeira fase é representada por xistosidade bem desenvolvida, sobretudo nos materiais de natureza pelítica, associada a dobras apertadas até isoclinais. As poucas medidas do eixo efetuadas mostram direções submeridianas. Essas estruturas foram redobradas por micro-, meso- e megadobras angulares assimétricas, inclinadas até inversas, de tipo *chevron*, que correspondem à fase mais comumente reconhecida nos afloramentos e nas fotografias aéreas. A essas dobras se associa conspícua clivagem de crenulação que transpõe a xistosidade mais antiga. A direção geral é submeridiana, infletindo gradativamente para N30-40W, como se verifica a oeste do Rio Bagagem. A vergência é voltada para

leste, rumo ao Cráton São Francisco. A terceira fase, observada sobretudo em rochas quartzíticas da porção sul da área, consiste em dobras mesoscópicas normais, abertas, com eixo de direção próxima de N50E e caimento para SW; localmente registra-se a presença de clivagem de fratura restrita às zonas axiais das dobras. A última fase é representada por amplas dobras suaves e abertas, com eixo E-W sub-horizontal; a essa fase pertencem o anticlinal desventrado do Rio Bagagem e o sinclinal assinalado entre as serras dos Rosados e dos Bois, na porção sudeste da área estudada (Fig. 2).

Além das dobras, vários conjuntos de falhas desempenham papel de relevo na estruturação regional. Destacam-se, por sua importância, a falha inversa prolongada pelo Rio Tocantinzinho, responsável pela omissão e repetição de camadas, principalmente da porção basal do Grupo Paranoá, e a falha de empurrão reconhecida no limite ocidental da área estudada (Fig. 2). Esta última, que assinala o cavalgamento do embasamento granito-gnássico por sobre o Grupo Paranoá, parece estar relacionada à primeira fase de deformação que afetou o referido grupo. Seus filonitos exibem crenulações e microdobras superimpostas de direção coincidente com a segunda fase de dobramento impressa nos metassedimentos Paranoá. Dignos de registro são também os sistemas de falhas normais de direção NW-SE e NE-SW. Ao último pertencem as falhas registradas nas vizinhanças de Colinas e a falha rotacional identificada na porção central da área, que determina importante alargamento da faixa de afloramentos das unidades D, E e F do Grupo Paranoá no bloco situado a sudeste da falha (Fig. 2).

O exame da coluna estratigráfica estabelecida para o Grupo Paranoá na área estudada mostra que a seqüência psamo-pelítica corresponde ao pacote inferior do Grupo Paranoá exposto na região de Alto Paraíso de Goiás, onde se observa a mesma sucessão litoestratigráfica, porém isenta de metamorfismo e com deformações muito suaves (Dardenne & Faria 1986). Já a seqüência psamo-pelito-carbonática, que constitui a porção superior do Grupo Paranoá na área, equivale à Formação Minaçu descrita na região homônima, onde aparece com características quase idênticas, até no que diz respeito a deformações e metamorfismo, embora com uma camada a mais no topo (Marini & Fuck 1981). Convém registrar que nas vizinhanças de Minaçu a base dos metassedimentos Paranoá é constituída pelos quartzitos equivalentes à unidade E cartografada na área do presente trabalho. Esta a razão pela qual foi incluída na Formação Minaçu. Entretanto, a seção mais completa do Paranoá exposta na área Colinas-Niquelândia, bem como a natureza dos conjuntos litoestratigráficos que o compõem, indica ser mais adequada e natural a inclusão dos quartzitos mencionados na seqüência psamo-pelítica inferior. Dessa forma, o conjunto superior inicia-se na primeira unidade carbonática por representar uma mudança mais significativa da sedimentação na bacia Paranoá. Em consequência, é sugerida uma pequena modificação na definição original da Formação Minaçu.

Por outro lado, a comparação da seqüência psamo-pelito-carbonática de Colinas-Niquelândia com as unidades superiores do Grupo Paranoá descritas na região de Alto Paraíso de Goiás indica a presença de importantes variações de fácies entre ambas as áreas. Em Alto Paraíso, dominam largamente as camadas resultantes de sedimentação clástica e as camadas carbonáticas são pouco desenvolvidas (Dardenne & Faria 1986). Constata-se, assim, que, em direção a oeste, diminui a espessura das unidades arenosas, aumenta a importância dos clásticos finos e amplia-se a sedimentação carbonática na parte superior da coluna estratigráfica, indicando um ligeiro

aprofundamento da bacia de deposição na mesma direção. É importante registrar, também, que a expansão da bacia Paranoá para noroeste ocorreu por ocasião da deposição dos quartzitos da unidade E, que transgridem por sobre o substrato representado pelos grupos Araf e Serra da Mesa na direção da região de Minaçu.

A idade do Grupo Paranoá é ainda objeto de especulações. As indicações existentes baseiam-se nas relações conhecidas com as unidades litoestratigráficas vizinhas e nas estruturas estromatolíticas presentes em suas rochas. Tais estruturas, especialmente as laminações convexas tipo *Conophyton* encontradas nas camadas dolomíticas, inclusive na área estudada, são consideradas restritas ao final do Proterozóico Médio, entre 950 e 1.350 Ma (Dardenne *et al.* 1972, Cloud & Dardenne 1973). Por outro lado, considerando que o Grupo Paranoá assenta em discordância sobre as rochas previamente dobradas e metamorfizadas do Grupo Araf, e, a crer na sugestão de que o metamorfismo desse grupo tenha ocorrido há cerca de 1.150 Ma (Tassinari *et al.* 1981), a sedimentação Paranoá pode ter-se iniciado ao redor de 1.000-1.100 Ma atrás. Já o limite superior do grupo é marcado pela discordância erosiva que o separa do tilito Jequitá ou da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí. A idade do Jequitá não está firmemente estabelecida, não se sabendo a qual das três glaciações do Proterozóico Superior está relacionado. Os indícios existentes, entretanto, permitem supor como candidato mais plausível a segunda glaciação da referida era, cuja idade é estimada em 700-800 Ma (Dardenne 1981, Marini *et al.* 1984 a,b). Dessa forma, é provável que a sedimentação do Grupo Paranoá se tenha iniciado por volta de 1.100-1.000 Ma atrás e se encerrado anteriormente há 800 Ma. Os dados disponíveis indicam que deformações e metamorfismo estão relacionados

à Orogênese Brasileira, cujo ápice se deu entre 650 e 600 Ma atrás.

CONCLUSÃO Os trabalhos de cartografia geológica reportados na presente contribuição permitiram estabelecer claramente as relações estratigráficas entre os grupos Araf e Paranoá na área de Niquelândia-Colinas. A base do Grupo Paranoá, representada pelo Conglomerado São Miguel, ou, na ausência deste, por filito carbonoso rítmico, repousa em discordância angular e erosiva sobre as unidades previamente dobradas e metamorfizadas do Grupo Araf. A par disso, o levantamento de seções estratigráficas e sua correlação conduziram à conclusão de que, na área, o Grupo Paranoá é constituído por dois conjuntos de unidades metassedimentares mapeáveis: um basal, com importantes camadas psamíticas, e um superior, predominantemente pelítico, com significativa contribuição carbonática. A seqüência inferior corresponde à porção inferior do Grupo Paranoá exposta nas vizinhanças de Alto Paraíso de Goiás (Dardenne & Faria 1986), onde, porém, é destituída de metamorfismo. A seqüência superior equivale à Formação Minaçu (Marini & Fuck 1981).

Dispõe-se, dessa forma, de elementos substantivos para o estabelecimento de correlações entre as diversas áreas de exposição do Grupo Paranoá no Estado de Goiás e, sobretudo, de uma base sólida para sua adequada subdivisão litoestratigráfica. As unidades cartografadas correspondem estritamente a formações e sua associação natural permite o estabelecimento de dois grupos de formações, que, por sua vez, reúnem-se numa unidade litoestratigráfica com a possível hierarquia de um supergrupo. Essas correlações e subdivisões, bem como a nomenclatura apropriada decorrente, são objeto de trabalho atualmente em elaboração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, V.A. & ALVES, A.C. 1979. *Projeto Canabrava - Porto Real*. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, 9v. (inédito).
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; COTTA, J.C. 1969. *Geologia e inventário dos recursos minerais da região central de Goiás (Projeto Brasília)*. Brasília, DNPM, 148 p. (Geologia Básica 13, 1981).
- BRAUN, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22, Belo Horizonte, 1968. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, p. 155-166.
- BRAUN, O.P.G. 1980. Revisão estratigráfica na área central de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG, v. 2, p. 705-719.
- CLOUD, P.E. & DARDENNE, M.A. 1973. Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84(5):1673-1676.
- DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A. 1979. *Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central*. Avec une mise au point sur la chronologie du Précambrien brésilien. Paris, Univ. Paris VI. 251 p. (Thèse de Doctorat d'État (inédito)).
- DARDENNE, M.A. 1981. *Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília*. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo da Bahia, p. 140-157.
- DARDENNE, M.A. & FARIA, A. 1986. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso, Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2, Goiânia, 1985. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, p. 65-71.
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A. 1978. *O tilito de base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton São Francisco*. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, p. 85-87 (Bol. Informativo 7 e 8).
- DARDENNE, M.A.; MELLO, S.M.G.; MOERI, E. 1972. *Conophyton*, um fóssil index do Pré-Cambriano no Grupo Bambuí. *Ciência e Cultura*, 24(2):199-203.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, R.O.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SD. 22 Goiás*. Rio de Janeiro, p. 27-300 (Levantamento de Recursos Naturais 25).
- DYER, R.C. 1970a. Notas sobre o Conglomerado São Miguel, basal da Formação Paranoá. *Rev. Escola de Minas*, 28(1):27-30. Ouro Preto.
- DYER, R.C. 1970b. Grupo Araf — um grupo de Metamorfitos do centro-leste de Goiás. *Rev. Escola de Minas*, 28(2):55-63. Ouro Preto.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG, v. 5, p. 2659-2676.
- MAGALHÃES, L.F. 1982. *A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo — discussão*. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, p. 41-44 (Bol. Informativo 11).
- MARINI, O.J.; BOTELHO, N.F.; MACAMBIRA, M.J.B.; PROVOST, A. 1986. Idade do Granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2, Goiânia, 1985. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, p. 90-106.
- MARINI, O.J. & FUCK, R.A. 1981. A Formação Minaçu; estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste e Brasília, p. 716-745.

- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. 1981. Evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo Bahia. p. 100-115.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. 1984a. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o maciço mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.C.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM. p. 251-303.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984b. Província Tocantins. Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. HASUI, Y. (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 205-264.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. 1977. Contribuição à geologia do Precambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):304-324.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; TEIXEIRA, N.A. 1978. Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: REUNIÃO PREP. SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1977. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo Bahia. p. 155-193 (Publ. Esp. 3).
- REIS NETO, J.M. 1983. *Evolução geotectônica da bacia do alto Tocantins, Goiás*. São Paulo, Universidade de São Paulo, (Dissertação de Mestrado), 98 p. (inédito).
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Goiás SD. 22*. Brasília, DNPM, 114 p.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. 1981. Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília. p. 93-116.

MANUSCRITO 470

Recebido em 30 de julho de 1987

Revisão aceita em 30 de novembro de 1987

O único ensinamento humanamente válido é aquele que deixa na experiência um traço durável e fecundo. Assim e só assim uma comunicação se estabelece.

Paul Arbousse-Bastide, 1984, *O que o Brasil me ensinou*. (Aula Magna proferida na USP).

ESTUDO DA DEFORMAÇÃO EM METAVULCANITOS ÁCIDOS DA SERRA DO SAPO, CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MG

TELMO RENATO TAGLIANI*, MARCOS BORGHETTI HARTMANN*,
PEDRO ÂNGELO ALMEIDA ABREU**, e PEDRO CELSO DE OLIVEIRA FERNANDES**

ABSTRACT STUDY OF THE STRAIN ON ACID METAVOLCANIC ROCKS FROM SERRA DO SAPO, SOUTHERN ESPANHAÇO RANGE, MG. The region of Conceição do Mato Dentro and Serro is characterized by the presence of polydeformed porphyritic metarhyolites and metarhyodacites which are imbricated within the tectonic framework of the Southern Espinhaço Range. In these occur a sub parallel mylonitic foliation and an intense stretching lineation. The non-coaxial aspect of the deformation is distinguished by the generalized asymmetry of some deformed elements (i.e., the asymmetric pressure shadows and the S-C structural planes). Such structural features permit the assumption of crustal shearing responsible for the ridge structure.

INTRODUÇÃO A Serra do Espinhaço meridional compreende um conjunto de elevações predominantemente quartzíticas – de direção geral norte-sul – ocupando parte da região centro-norte do Estado de Minas Gerais. Desde o início do século XVIII vêm sendo efetuados trabalhos de pesquisa geológica nesta região, destacando-se os trabalhos de Eschwege (1822, 1833), Derby (1906), Harder & Chamberlin (1915), Moraes & Guimarães (1930), Freyberg (1932, 1934), Barbosa (1954), entre muitos outros, conforme sintetizados em Renger (1979).

O programa de mapeamento geológico sistemático implantado pelo professor Reinhard Pflug a partir da década de 60 permitiu a elaboração da coluna estratigráfica de várias seqüências aflorantes assim como observar suas variações e distribuição regional das principais unidades litológicas (Pflug 1968, Pflug & Renger 1973, Pflug *et al.* 1980).

No contexto geral da Serra do Espinhaço, sua borda sudeste (faixa compreendida entre Serro-Conceição do Mato Dentro-Morro do Pilar) têm-se constituído numa das principais regiões de estudo de natureza estratigráfica e tectônica face aos aspectos polêmicos e complexos além de aspectos econômicos destacados pelas mineralizações em cromita, ouro e ferro, entre outras. Atualmente são reconhecidas quatro unidades maiores nesta faixa: Complexo Basal – embasamento granito-gnássico; Supergrupo Rio Paraúna – quartzo mica-xistos, metavulcanitos básicos e ultrabásicos, e formações ferríferas associadas; Supergrupo Espinhaço – quartzitos, filitos e metaconglomerados; e Supergrupo Minas – quartzitos, filitos e itabiritos. Essas unidades mostram-se, em geral, imbricadas tectonicamente. Associadas a essas duas últimas aflora uma espessa e extensa faixa de metavulcanitos ácidos (metarriólitos e metarriodacitos).

Os metavulcanitos ácidos foram abordados inicialmente por Renger (1970). Suas relações estratigráficas são complexas e variáveis conforme descrevem Herrgesell (1985) e Herrgesell & Pflug (1985). Datações radiométricas efetuadas por Brito-Neves *et al.* (1979) em metarriólitos da região de Conceição do Mato Dentro revelaram idades da ordem de 1.770 Ma.

METAVULCANITOS ÁCIDOS Estas rochas aparecem ocupando uma larga faixa de direção aproximadamente N-S

de Conceição do Mato Dentro até Itapanhoacanga (Fig. 1); são caracterizadas petrograficamente como metarriólitos e metarriodacitos porfiróclásticos.

Este conjunto de metavulcanitos aparece associado às seqüências clásticas basais do Supergrupo Espinhaço – imbricadas tectonicamente –, entretanto sua ocorrência é restrita à borda sudeste do Espinhaço meridional.

No contexto geral, tais litotipos foram afetados por vários incrementos de deformação, com intensidades distintas. Pelos processos de cisalhamento simples desenvolveu-se proeminente foliação milonítica sub-horizontal, marcada principalmente por forte lineação de estiramento (refletida também nas rochas regionais), orientação de micas e trama alongada, dada por *ribbons* de quartzo e feldspato.

O regime de deformação é não-coaxial, caracterizado pela presença de cristais com formas sigmoidais, sombras de pressão assimétricas em cristais de feldspato e quartzo magmáticos, e rotação das superfícies S. As variações de tais feições são seqüência da distribuição heterogênea da deformação cisalhante. Tais características denotam a presença de grandes cisalhamentos crustais de baixo ângulo, que condicionam a estruturação dessa cordilheira na região estudada.

As correlações com metavulcanitos ácidos da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre (BA) favorecem analogias quanto à geoquímica, geocronologia e posição tectônica, sendo que as rochas do Espinhaço meridional podem ser agrupadas em extrusões sin e pós-sedimentares.

PETROGRAFIA Dentro do espectro composicional, os representantes mais significativos são classificados em metarriólitos e metarriodacitos porfiríticos, apresentando variações quanto à intensidade de deformação, nas quais nos estágios mais avançados desenvolvem um aspecto xistoso

O quartzo magmático encontra-se na forma de porfiroclastos cujos cristais são pseudo-hexagonais (evidenciando altas temperaturas), com reentrâncias, contatos difusos e características de golfos e corrosão (Pr 1, Fotomicr. 1). Na matriz, o quartzo forma, junto com feldspatos e micas, agregados granoblásticos levemente alongados. Podem ainda formar *ribbons* policristalinos encontrados nos planos de foliação.

Os porfiroclastos de feldspato são tabulares, euédricos e

* Departamento de Geologia, Universidade de Fortaleza, Avenida Washington Soares, 1321, Caixa Postal 1258, CEP 60810, Fortaleza, CE, Brasil

** Centro de Geologia Eschwege, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Rua da Glória, 297, Caixa Postal 51, CEP 39100, Diamantina, MG, Brasil

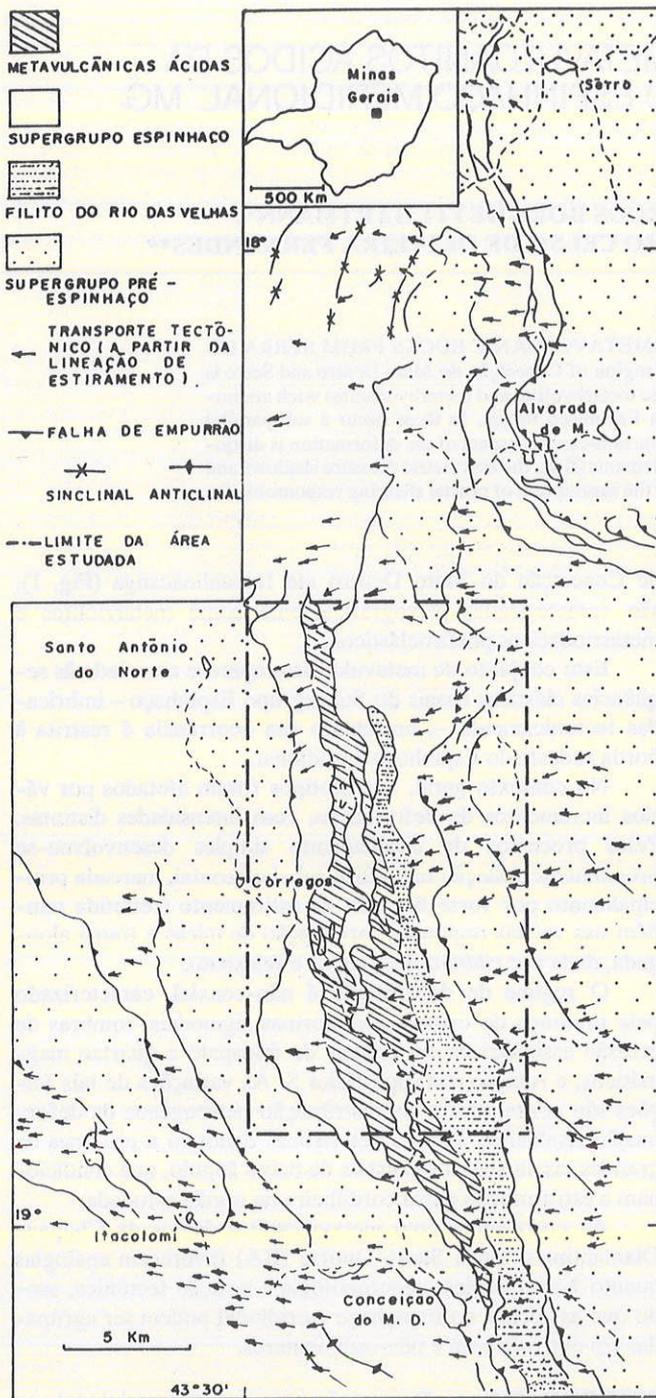


Fig. 1 - Esboço geológico da margem oriental da Serra do Espinhaço Meridional (modificado de Herrgesell & Pflug 1985)

subédricos, e representados por sanidina, anortoclásio e raramente oligoclásio (em metarriodacitos). Fenômenos de sericitização ou saussuritização são freqüentes (Foto 2). Podem localmente apresentar indícios de microclinização, desenvolvidos por deformação mecânica (Fig. 2). Geminações tectônicas são raras. O tamanho médio é da ordem de 3 mm.

As sombras de pressão desenvolvidas nos lados dos porfiroclastos são caracterizadas por um agregado granoblástico poligonal, constituído de quartzo, feldspato e mica. Formam-se por dissolução e recrystalização de material da matriz, associado a fenômenos de deformação progressiva dos porfiroclastos (Fotomicr. 2).

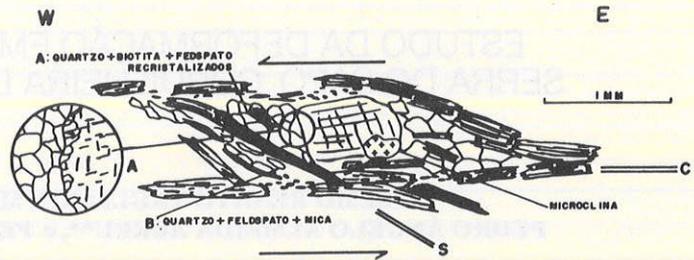


Fig. 2 - Porfiroclasto de feldspato apresentando contornos com desenvolvimento das superfícies S e C. No contato evidencia-se plagioclásio com recrystalização a partir da reação b e efeitos de microclinização nos bordos. A. Borda do porfiroclasto: os pequenos cristais da "cauda" se formaram por desorientação progressiva e recrystalização

As biotitas ocorrem como cristais subédricos placóides, alongados e com terminações denteadas. São marcadores da foliação, assumindo eventualmente formas sigmoidais. Sofrem freqüentes transformações para muscovita e opaco granular, podendo por vezes ser corroída pelo epídoto.

As muscovitas são geometricamente semelhantes às biotitas, crescendo sobre elas na própria foliação, podendo localmente recortá-la. Nesta transformação associam-se invariavelmente a opacos. Os opacos são de natureza primária, comumente com bordas transformadas para leucoxênio. Os carbonatos cristalizam em sombras de pressão, tardios em relação à foliação e localmente transformam quase completamente os feldspatos. Os minerais acessórios são representados por inclusões de zircão, apatita e titanita, estas com seções losangulares.

METAMORFISMO As associações mineralógicas que caracterizam as superfícies planares S e C são marcadas pela grande estabilidade de biotitas. Estas também cristalizam em sombras de pressão. Considerando o metamorfismo que acompanha o cisalhamento como sendo sin-deformação (Burg *et al.* 1978), pode-se estimar que este tenha atingido a isógrada da biotita (Winkler 1977).

Os agregados poligonais de quartzo em zonas de sombra de pressão caracterizam uma cristalização estática. Nicolas (1984) sugere uma temperatura da ordem de 500°C para que esses arranjos possam ocorrer, atingindo assim as condições metamórficas para a faixa de temperatura mais elevada da zona da biotita.

Herrgesell (1985) considera que essas rochas são as únicas no contexto regional que não mostram uma adaptação às condições da fácies xistos-verdes. Todavia, as observações levam a uma interpretação contrária, notando-se: a. a cristalização de muscovita às expensas de biotitas, com geração secundária de opacos. A cristalização de uma geração tardia de muscovita intercepta a foliação; b. a ampla sericitização de feldspatos; c. a cristalização do epídoto a partir de biotitas e d. a cristalização tardia de calcita em sombras de pressão, sobre a foliação e em feldspatos.

Sá & Legrand (1982) sugerem para a região da Serra do Chico, em Lajes (RN), que a geração de muscovitas a partir de biotitas (caso a) possa dar-se por retrometamorfismo e/ou

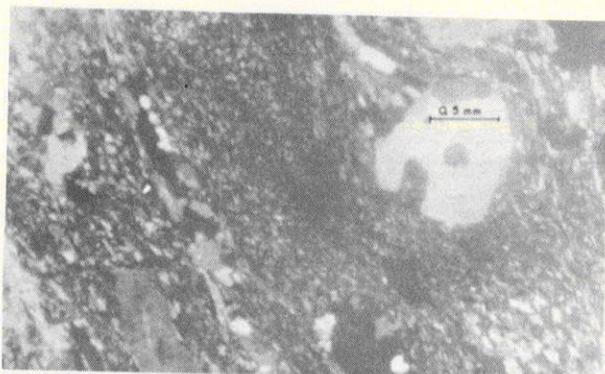


Foto 1



Foto 2

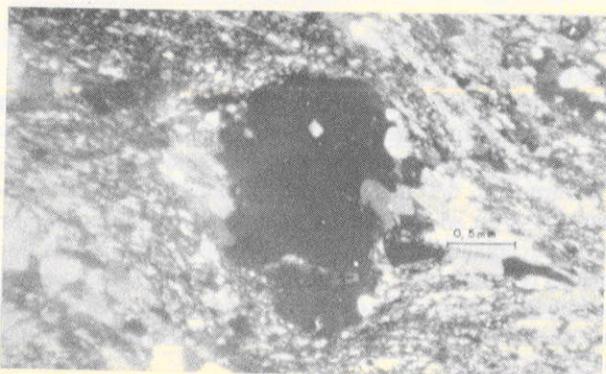


Foto 3

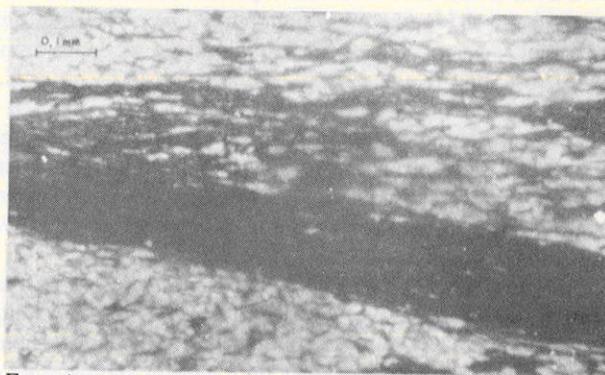


Foto 4

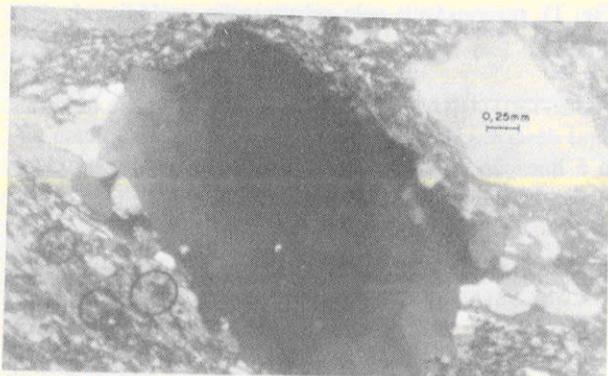


Foto 5

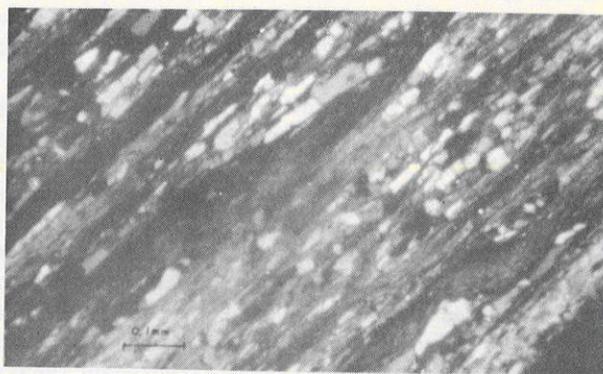


Foto 6

Prancha 1. Fotomicrografias. 1. Fotomicrografia mostrando quartzo com golfo de corrosão. As sombras de pressão são evidentes. 2. Fotomicrografia exibindo sombra de pressão assimétrica em porfiroclasto de feldspato saussuritizado com biotitas cristalizadas nas sombras de pressão. Movimento sinistrógiro com sentido de transporte para oeste. 3. Fotomicrografia destacando porfiroclastos de quartzo e superfícies S/C bem marcadas. A sombra de pressão é ligeiramente assimétrica e formada por quartzo, feldspato e micas, recristalizados por dissolução de material da matriz durante a deformação progressiva. 4. Fotomicrografia apresentando banda milonítica (agregados poliminerálicos) com predomínio de cristalização micácea recorrendo a xistosidade. Caracteriza a heterogeneidade da deformação e são desenvolvidas em níveis que constituem heterogeneidades reológicas originais. 5. Fotomicrografia exibindo sombras de pressão assimétricas em porfiroclasto de quartzo magmático com bandas de deformação. 6. Fotomicrografia mostrando intercalações de micas, quartzo e feldspato. São freqüentes níveis de biotitas sigmoidais tendendo à paralelização com a superfície C. Alguns níveis quartzosos apresentam microboudins.

variações na fO_2 (fugacidade de oxigênio), principalmente se opacos estão associados. A cristalização de carbonatos (caso d) requer uma fase volátil rica em CO_2 que conduziria a importantes variações na PO_2 (pressão parcial de oxigênio), podendo assim tais observações estarem ligadas a uma fase hidrotermal, que também pode ser responsabilizada pela sericitização/saussuritização de feldspatos.

Uma clara reação metamórfica, envolvendo a transformação de biotitas para epidoto (caso c), denuncia a presença de reajustes sob condições metamórficas de baixo grau. Associada a este fato ocorre a geração de leucoxênio a partir de opacos.

Considerando o fato de que outras rochas regionais mostram efeitos de metamorfismo retrógrado, as feições descritas anteriormente caracterizam também nesses litótipos a presença de uma fase retrometamórfica e/ou hidrotermal, conflitando assim, em parte, com as observações de Herrgesell (1985).

GEOCROLOGIA E POSIÇÃO TECTÔNICA O magmatismo ácido encontrado na porção meridional da Serra do Espinhaço tem sua posição cronológica e tectônica amplamente discutida (Renger 1970, Paternoster 1979, *apud* Herrgesell 1985, Brito-Neves 1979).

Apesar da impossibilidade de se fazer correlações diretas com as metavulcânicas da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre, semelhanças químicas, geocronológicas e provavelmente da posição tectônica são encontradas (Herrgesell 1985, McReath *et al.* 1981).

Os dados geocronológicos fornecem idades de extrusão da ordem de 1,7 Ga (Brito-Neves *et al.* 1979) para os metaríolitos do Espinhaço meridional. Idades semelhantes são encontradas para rochas análogas da Chapada Diamantina, estando essas no intervalo de 1,5-1,7 Ga (Jardim-de-Sá 1981, McReath *et al.* 1981). Na região baiana da Serra do Espinhaço essas rochas são caracterizadas quimicamente como subalcalinas (McReath *et al. op. cit.*) e mostram posicionamento sin-sedimentar, com fases recorrentes. Rochas com características alcalinas (comendíticas) são também encontradas e têm suas idades estimadas na faixa de $1,0 \pm 0,1$ Ga, com caráter tardi-tectônico.

Herrgesell (1985) demonstra pela natureza química que as metavulcânicas ácidas do Espinhaço meridional podem ser separadas em dois grupos: magmas ácidos de composição riolítica e riolitos com tendência a traquitos e latitos. Essas podem ser grosseiramente comparadas com as vulcânicas da Chapada Diamantina e Faixa Santo Onofre. Por analogia com a região baiana e pelo fato de se ter interpretações contrastantes na posição das metavulcânicas para a área estudada, sugere-se que os litótipos caracterizados quimicamente como magmas ácidos de composição riolítica (Herrgesell 1985) teriam tido uma coloração sin a pós-sedimentar, com variação dos estágios deformacionais, explicando assim seu caráter xistoso, concordante com a foliação regional.

DEFORMAÇÃO A deformação por cisalhamento simples é denunciada pela presença de protomilonitos e milonitos (Sibson 1977) intimamente associados, ocorrendo como faixas subparalelas com limites abruptos ou gradacionais.

Na trama desses litótipos tem-se o desenvolvimento de dois conjuntos de superfícies planares: uma foliação caracterizada pela orientação preferencial de micas e a trama de forma alongada de quartzo e mais raramente feldspato (plano S, Berthé *et al.* 1979); outro conjunto é marcado por planos de movimento relativo (plano C, Berthé *et al. op. cit.*) caracteri-

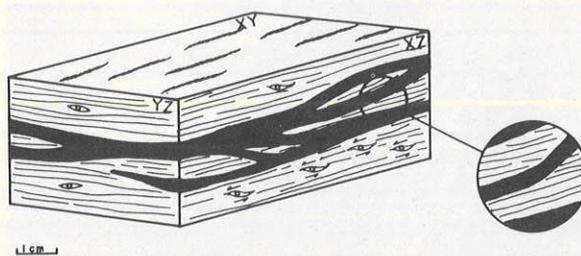


Fig. 3 - Seções nos planos (YZ) e (XZ), onde são observadas bandas miloníticas com acúmulo microcristalino, em níveis que tangenciam a foliação. Observe-se o detalhe das sombras de pressão assimétricas em (XZ) enquanto em (YZ) estas são curtas e por vezes simétricas. Em (XY) ressaltam-se lineações de estiramento

zados por um agregado recristalizado poliminerálico com reduzido tamanho de grão (Fig. 3).

Nos planos de foliação desenvolvem-se faixas estreitas (de 0,5 a 2 cm) formando uma trama anastomosada de material fino recristalizado que grada lateralmente para zonas menos deformadas. São denominadas "bandas miloníticas" (Lacassin 1984) ou *shear bands* (Burg 1981). Mostram-se por vezes interceptando a foliação e englobam zonas menos deformadas (Fotomicr. 4). Para Lacassin (*op. cit.*), estas caracterizam a heterogeneidade da deformação e são localizadas em níveis que constituem anisotropias reológicas anteriores à deformação (Fotomicr. 4).

Uma lineação de estiramento persistente de direção WNW-ESE é bem característica por vezes ressaltada pela cristalização de minerais simmiloníticos sendo compatível em orientação com lineações semelhantes encontradas em rochas regionais. Reflete a direção de movimentos tangenciais E-W (Fig. 1), responsáveis pela estruturação geológica da área em apreço.

MICROESTRUTURAS Feições mineralógicas e texturais são aqui descritas. Estas podem ser observadas no plano paralelo à lineação e perpendicular à foliação (XZ) e no plano perpendicular à lineação e à foliação (YZ).

As microestruturas no plano XZ OS PLANOS S e C O desenvolvimento desses planos é diacrônico, como sugere a presença da mesma assembléia mineral. As superfícies C permanecem constantes em orientação e o ângulo destas com os planos S (ângulo α , Berthé *et al.* 1979) diminui com o aumento da deformação. Esses planos S assumem formas sigmoidais, encurvando-se quando se aproximam das superfícies C (Fig. 2).

OS PORFIROCLASTOS DE QUARTZO Mostram-se afetados por variação nos incrementos de deformação dúctil, bem evidenciado na presença de cristais com extinção ondulante que, com o aumento da deformação, passam a cristais com bandas de deformação (Fotomicr. 5) e, raramente, atingem o estágio de individualização de subgrãos (Laurent 1974). Pequenos cristais se desenvolvem nas bordas dos porfiroclastos formados por desorientação progressiva e recristalização (Fig. 4A). Nas sombras de pressão esses cristais são recristalizados estaticamente e geram um mosaico poligonal, e nas mais deformadas podem assumir formas sigmoidais.

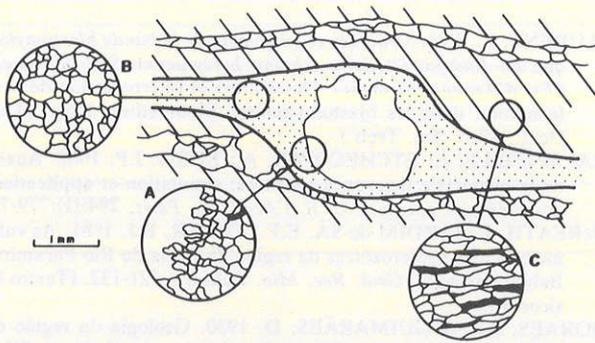


Fig. 4 - Porfiroclastos de quartzo magmático com golfo de corrosão magmática e sombra de pressão. **A.** Borda do porfiroclasto mostrando pequenos cristais que se formaram por recristalização. **B.** Cristais de quartzo da sombra de pressão com contatos poligonais (recristalização estática). **C.** Matriz constituída por cristais alongados de quartzo, biotita e feldspato

OS PORFIROCLASTOS DE FELDSPATO Geralmente apresentam-se com extinção ondulante pouco pronunciada e raramente com kink bands. Mostram-se separados ao longo de linhas de fraqueza e rotacionados através de fraturas anti-téticas, que demonstram o sentido do deslocamento (Fig. 5). Entre as fraturas encontra-se recristalização de micas, quartzo e feldspato. A desorientação progressiva pode ser observada pela transformação mecânica de partes dos cristais em micro-clínio e por meio da presença, em suas bordas, de diminutas recristalizações (Fig. 2). Os porfiroclastos fragmentados mostram pouca deformação interna (algumas microfaturas), indicando comportamento frágil (Vernon 1976).

SOMBRAS DE PRESSÃO Desenvolvem-se nos lados opostos dos porfiroclastos e são caracterizadas por um mosaico cristalino, geralmente poligonal. Frequentemente minerais de cristalização tardia estão presentes. São assimétricas e portanto relacionadas a uma história de deformação não-coaxial.

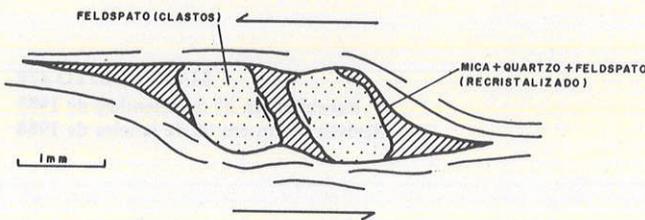


Fig. 5 - Porfiroclasto de feldspato apresentando fraturas anti-téticas, em cujas sombras de pressão ocorre material recristalizado: mica + quartzo + feldspato. Sentido do transporte obtido estatisticamente: E W (sentido indicado pelo porfiroclasto representado na figura)

xial. Fornecem evidências para a determinação do sentido do deslocamento e, entre os 260 grãos considerados, mais de 90% mostram assimetria para W (Fig. 2).

RIBBONS DE QUARTZO Formados por um agregado policristalino e preferencialmente contidos na foliação. Mostram-se boudinados paralelamente à lineação de estiramento.

MICAS São bons marcadores das superfícies S. Apresentam-se com formas alongadas paralelamente à lineação de estiramento. São encurvadas quando se aproximam das superfícies C, assumindo formas sigmoidais, ligadas a um regime de deformação não-coaxial (Fotomicr. 6).

AS MICROESTRUTURAS NO PLANO YZ Nas seções ortogonais à lineação e foliação, as superfícies C são pouco definidas, tendo-se somente um controle da foliação (S). Metavulcanitos ácidos da região parecem ser tectonitos LS (Burg et al. 1981), onde as sombras de pressão são curtas e quase sempre simétricas. Os ribbons de quartzo não são muito alongados e os porfiroclastos dificilmente se mostram quebrados e estirados. Nesta seção YZ, a deformação não parece ser rotacional.

CONCLUSÕES A partir das descrições anteriormente mencionadas, fica evidente que as microestruturas observadas foram desenvolvidas por cisalhamento simples, sendo portanto compatíveis com as observações em rochas regionais no desenvolvimento de feições como dobras em bainha, lineação de estiramento e boudinagem de foliação (Herrgesell & Pflug 1985, Hartmann et al. s.d.).

A assimetria das microestruturas observadas no plano XZ é sistemática, denunciando regime não-coaxial de deformação. A partir de dados estatísticos, determinou-se o sentido WNW para o movimento. O caráter rúptil-dúctil da deformação é retratado na presença de extinção ondulante e de cristais quebrados (de natureza distinta).

O desenvolvimento de bandas miloníticas, além da presença de uma variação não-contínua no ângulo entre os planos C e S, associado aos limites nem sempre gradacionais entre protomilonitos e milonitos, demonstram o caráter heterogêneo da deformação.

Essas características se revestem de peculiar importância, pois confirmam a um nível de maior detalhe que cisalhamentos de baixo ângulo estão presentes na estruturação tectônica da borda leste da Cordilheira do Espinhaço meridional, sendo responsáveis por grandes movimentos de massa em direção ao Cráton do São Francisco.

Agradecimentos Expressamos nossos agradecimentos à Universidade de Fortaleza pela liberação do Prof. M.B. Hartmann, para os trabalhos de campo. Ao Centro de Geologia Eschwege-UFGM, pelo apoio logístico, e aos alunos Ananias Ponce e Milton Radigonda, pelo mapeamento realizado (Convênio CGE/UFGM-CNPq-UNIFOR), e em especial aos colegas L.G. Knauer (CGE-UFGM), S. Simões, O. Melo, L. de Souza, M. Arthaud e I. Portela, todos do DG-UNIFOR, e ao Prof. E.F. Jardim de Sá, da UFRN, pelas discussões e sugestões. São extensivos a Deusimar, pela datilografia, e a Francisco Robério, pelos desenhos, além dos funcionários do CGE-UFGM, pela atenção dispensada em todas as etapas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. 1954. Evolution du géosynclinal Espinhaço. In: INTERN. GEOL. CONGR., XIX, Algir, 1954. *Annales...* Alger, Sect XIII, fasc. 14, p. 17-36.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BORRADAILE, G.J. 1981. Minimum strain from conglomerates with ductility contrast. *J. Struct. Geol.*, 3:295-304.
- BRITO-NEVES, B.B. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.* 9 (1):71-85.
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. 1978. Strain analyses of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47:15-42.
- BURG, J.P. 1981. Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations d'éirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. de l'Acad. Sci. Paris*, 293:161-177.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph.; RIBEIRO, A. 1981. Variscan Intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78:161-177.
- DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço. *J. Geol.*, 14:394-401.
- ESCHWEGE, W.L.V. 1982. *Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten*. Weimar (Landes-Industrie-Comptoir), 44p.
- ESCHWEGE, W.L.V. 1833. *Pluto Brasiliensis*. São Paulo, Ed. USP-Livr. Ed. Itatiaia. Trad. Domício F. Murta (1979), orig. Alemão, Berlim G. Reimer., 2 v.
- FREYBERG, B.V. 1932. *Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien*. N. Jb. Geol. Min. Paläont., Sanderbd. 2,403p., Stuttgart.
- FREYBERG, B.V. 1934. *Die Bodenschätze des Staates Minas Gerais, Brasilien*. (Schweitzernbart) Stuttgart, 453p.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. 1915. The geology of Central Minas Gerais, Brazil. *J. Geol.*, 13:341-378 + 385-424.
- HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R.; ALMEIDA ABREU, P.A. s.d. Characterization of the tangencial tectonic at the eastern edge of the Espinhaço Meridional Range (Itapanhoacanga-Conceição do Mato Dentro-MG).
- HERRGESELL, G. 1985. *Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. Freiburg. 247p. (Dissert. Doct., Freiburg, Inst. Geol.).
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R. 1985. The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Stuttgart, *Zbl. Geol. Paläont. Teil I H.* (9/10):1405-1414.
- HIGGINS, M.W. 1971. *Cataclastic rocks*. Washington, U.S. Geol. Surv. 97p. (Prof. Paper 687).
- JARDIM-de-SÁ, E.F. 1981. A Chapada Diamantina e a Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton São Francisco. Salvador, *Geol. Rec. Min. da Bahia*. p. 111-120 (Textos Básicos 4).
- LACASSIN, R. 1984. *Étude des mécanismes de deformation dans le versant nord de la nappe du mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements*. Montpellier. 221p. (Thèse Doct. Univ. Sci. Tech.).
- LAURENT, P. 1974. *Structure et pétrologie de la bande blastomylonique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne Sud-Ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne)*. Description et interprétation de la deformation dans les blastomylonites. Montpellier. 105p. (These Doct., Univ. Sci. Tech.).
- MALAVIEILLE, J.; ETCHECOPAR, A.; BURG, J.P. 1982. Analyse de la géométrie des zones arbitrées: simulation et application à des exemples naturels. *C. R. l'Acad. Sc. Paris*, 294(II):779-784.
- McREATH, I.; JARDIM-de-SÁ, E.F.; FRYER, B.J. 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da Bacia do Rio Paramirim-Bahia. Salvador, *Geol. Rec. Min. Bahia*, p.121-132. (Textos Básicos 4).
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 2:153-186.
- NICOLAS, A. 1984. *Principes de Tectonique*. Paris, Masson, 196p.
- PFLUG, R. 1965. *A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais*. DNPM/DGM. 55p. (Bol. 226).
- PFLUG, R. 1968. *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais*. DNPM/DGM, Not: Prel. Est., 20p. (Bol. 142).
- PFLUG, R.; HOPPE, A.; BRICHTA, A. 1980. Paleogeografia do Pré-Cambriano da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. In: ZEIL, W. ed. *Nuevos resultados geocientíficos Alemanha em Latinoamérica*. Projectos de la Deutsche Forschungsgemeinschaft: 33-43, Boppard (Boltde-Verl.).
- PFLUG, R. & RINGER, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracajú, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG. v.2, p.5-19.
- PLATT, J.P. 1983. Progressive refolding in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5(6):619-622.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2(4):397-410.
- RENGER, F. 1970. Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundsch.*, 59:1253-1292.
- RENGER, F. 1979. Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 1, Diamantina, 1979. *Atas...* Belo Horizonte, SBG. p. 9-27.
- SÁ, J.M. de & LEGRAND, J.M. 1982. Superposição das fases metamórficas na região da Serra do Chico, Lages, RN. *Ciências da Terra*, (7):12-15.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks fault mechanisms. *Struct. Geol. Soc. Lond.*, 133:191-213.
- VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic process: relations and microstructure development*. London, George Allen & Unwin. ed., 243p.
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. São Paulo, Blücher. 257p.

MANUSCRITO 479

Recebido em 30 de setembro de 1987
Revisão aceita em 06 de janeiro de 1988

Teses e concursos, assim como conferências e comunicações e artigos, avaliam cada um de nós pelo mais terrível critério de avaliação, que define o que temos de mais precioso, isto é, a reputação intelectual.

Marilena Chauí, 1988. Perfil do professor improdutivo

GRAISENS MINERALIZADOS A ESTANHO E TUNGSTÊNIO NO ESTADO DO PARANÁ

OSWALDO FRITZSONS JÚNIOR*

ABSTRACT TIN AND TUNGSTEN-MINERALIZED GREISEN FROM PARANA STATE. For the first time greisen bodies and rocks altered by process of greisenization are defined in the Paraná State. These mineralizations are in an extragranitic position and are believed to rest upon a granitic diapir. The process of greisenization has developed in metamorphic rocks as well as in albite-granite apophysis. As viewed in a regional scale it is possible to see a relationship between mineralized regions and large transcurrent faults, which is evidence of a tectonic control for these mineralizations.

INTRODUÇÃO Os trabalhos de prospecção mineral realizados em região localizada a cerca de 60 km a nordeste de Curitiba conduziram à descoberta de graiseis** com mineralizações de Sn e W, localmente também com Nb, Ta, Bi e Mo.

Neste relato serão apresentados os resultados até agora obtidos, com enfoque nos aspectos geológicos de interesse ao assunto. Na área prosseguem as atividades de pesquisa mineral, que poderão num futuro próximo alicerçar melhor os dados e as interpretações agora apresentados.

A localização da área é apresentada na figura 1. No texto a seguir, serão relatados, inicialmente, os dados e as conclusões referentes aos aspectos geológicos regionais e locais. Posteriormente, há um capítulo especialmente voltado aos graiseis reconhecidos.



Figura 1 - Mapa de localização

* Gerência de Operações, Minerais do Paraná S.A. (Mineropar). CEP 80030, Curitiba, PR, Brasil

** N.E.: O termo "graiseis" adotado no presente trabalho é uma forma de se aporuguesar o termo de origem alemã "greisen", cuja desinência "en" corresponde à grafia no plural. Assim sendo, seria inadequado escrever "graiseis". Tal forma aporuguesada já tem sido adotada por alguns outros autores.

GEOLOGIA REGIONAL O esboço geológico apresentado na figura 2 é produto de uma reinterpretação e atualização dos mapas elaborados por Falcade (1982) e Fritzsos Jr. *et al.* (1985). Na área afloram porções de praticamente todas as unidades pré-cambrianas que ocorrem no Estado do Paraná. Para suas denominações foram adotadas as definições de Bigarella *et al.* (1967), de Fuck *et al.* (1971) e, também, as de Fritzsos Jr. *et al.* (1982).

As unidades litoestratigráficas aflorantes na área são, das mais antigas para mais jovens: Complexo Cristalino, Complexo Pré-Setuva, Grupo Setuva, Grupo Açungui, "Granitóide Serrinha", rochas cataclásticas relacionadas à "Falha de Putunã" e Granito Graciosa.

O Complexo Cristalino é constituído por hornblenda-granitos gnáissicos grossos, equigranulares, com restitos ovalados de anfibolitos, de dimensões variando de centímetros a centenas de metros. Estruturalmente são migmatitos homogêneos, tipicamente nebulíticos com textura granular, sem foliação cataclástica.

O Complexo Pré-Setuva é provavelmente uma unidade de rochas supracrustais em relação ao Complexo Cristalino. Aflora no núcleo de um antiforme na porção central da área e também na porção sudeste, onde parece constituir uma delgada cobertura sobre as rochas do Complexo Cristalino. Trata-se de uma unidade caracterizada por uma heterogeneidade composicional acentuada de seus tipos litológicos. Também é caracterizado por um grau metamórfico elevado e forte cataclase textural, com fenômenos localizados de anatexia. Na porção central da área predominam biotita-augen gnaisses e gnaisses graníticos com gradações para micaxistos e anfibolitos. A sudeste predominam tipos calciossilicáticos, biotita gnaisses, anfibolitos e mais raramente muscovita-biotita xistos, quartzitos e mármore. Fazendo uso de uma nomenclatura mais direcionada de deformação das rochas, pode-se dizer que

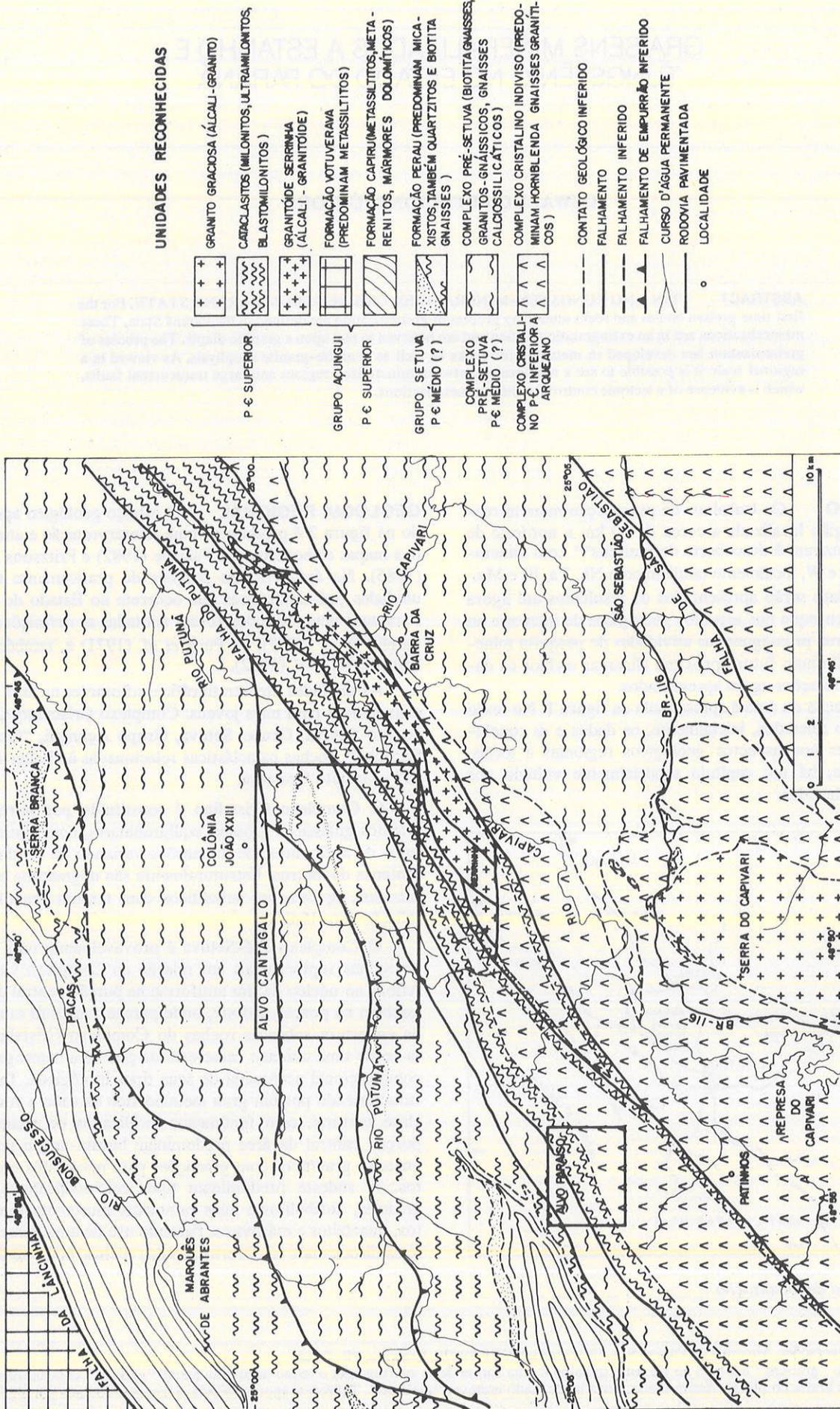


Figura 2 - Mapa de situação geológica das áreas trabalhadas

a unidade é composta por blastomilonitos e milonito-gnaisses. Tal cataclase é generalizada e seria originada por forte cisalhamento dúctil.

O Grupo Setuva acha-se representado por faixas situadas a norte da "Falha do Putunã", em ambos os flancos do antifórme que contém rochas do Complexo Pré-Setuva em seu núcleo. São característicos dessa unidade micaxistos e quartzitos fortemente afetados por transposição tectônica, intensamente dobrados. Os micaxistos são predominantemente biotitasericita xistos cinzentos, por vezes com carbonatos ou com muitas segregações concordantes de quartzo. Em um setor detalhado foram descritas passagens gradacionais desses micaxistos para tipos feldspáticos e até biotita gnaisses. Inseridos nas faixas, ocorrem pacotes lenticulares de quartzitos finos, vítreos, placoidais; a exemplo do que ocorre nas serras Branca e Bocaina. Segundo proposições de Fritzsos Jr. *et al.* (1982), na área ocorrem rochas tidas como basais do Grupo Setuva, classificadas como pertencentes à Formação Perau.

O Grupo Açungui acha-se representado pelas formações Capiru e Votuverava. A Formação Capiru é composta por dolomitos brancos, metassiltitos, meta-argilitos por vezes carbonosos e metarenitos que se interestratificam em bancos decamétricos. A Formação Votuverava, que ocorre no extremo NW da área, é composta por metarrimitos de natureza argilo-siltosa, nos quais se intercalam bandas claras e bandas escuras carbonosas.

Dentro da zona de cisalhamento da "Falha do Putunã" aflora um corpo de rochas ígneas intrusivas, denominado neste trabalho "Granitóide Serrinha". Trata-se de um corpo alongado na direção NE-SW, cortado por falhas com faixas de milonitização associadas. É composto por hornblenda-granitos cataclados, granulares, de granulação média, de aspecto "sal-e-pimenta", com pequenos fenocristais de F-K ou plagioclásio imersos em matriz granítica cataclada. Os plagioclásios mostram tendência para tipos mais sódicos e a hornblenda para ferro-hastingsita. Acredita-se que o corpo se tenha alojado na região da "Falha do Putunã" e sofrido esforços tectônicos posteriores.

As rochas cataclásticas relacionáveis à "Falha do Putunã", por sua área de ocorrência, constituem uma importante unidade litológica. É uma faixa direcionada NE-SW, com forma irregular, com espessamentos e ramificações configuradas por um feixe de fraturas semiparalelas. São, no geral, blastomilonitos, milonitos e ultramilonitos com grau de deformação diminuindo progressivamente para fora da faixa até correrem rochas regionais intactas. Predominam deformações do tipo dúctil, denotando que as rochas hoje expostas foram milonitizadas a grande profundidade. A largura variável de 2 a 4 km da faixa e as ramificações sigmoidais de falhamentos secundários atestam o caráter transcorrente e multifásico da "Falha do Putunã".

Na porção centro-sul da área, aflora a extremidade setentrional do Granito Graciosa. Nesse setor foram descritos duas fácies: uma cinza-clara dominante e outra róseo-avermelhada. A fácies cinza-clara é constituída por granitos inequigranulares, de granulação grossa, compostos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e titanita. A fácies róseo-avermelhada é aparentemente mais jovem, ocorrendo em corpos tabulares; são granitos de granulação grossa, com fenocristais arredondados de quartzo imersos em massa de feldspatos grossos; são pobres em minerais máficos, tendo sido identificados biotita e hornblenda.

GEOLOGIA DAS ÁREAS MINERALIZADAS Os trabalhos de prospecção geoquímica de amostras de concentra-

dos de minerais pesados, oriundos de sedimentos de drenagens, levaram à definição de áreas onde ocorrem notáveis concentrações de Sn ou de uma superposição de Sn, W, Nb e F. Uma ilustração do fato é o mapa de isóteos de Sn em intervalos logarítmicos, conforme apresenta a figura 3.

Em função desses resultados, resolveu-se iniciar trabalhos de prospecção mineral detalhada em dois alvos, demarcados nas figuras 2 e 3. A seguir, serão discutidos os aspectos geológicos particulares de cada alvo.

Alvo "Paraíso" O esboço geológico desse alvo acha-se representado na figura 4. O alvo foi definido pela ocorrência de teores anômalos de Sn, em concentrados de bateia, com dois resultados maiores que 5.000 ppm (Fig. 3).

Na região ocorre um importante falhamento transcorrente de direção N60E, relacionado à "Falha do Putunã", com espessa faixa de rochas cataclásticas. A zona de falha separa dois blocos crustais: um a NW constituído por micaxistos do Grupo Setuva e outros a SE, com rochas do Complexo Cristalino. Entre os dois blocos, na zona de falha, ocorre uma faixa com cerca de 2 km de largura, composta por rochas cataclásticas.

Nas porções mais externas da faixa cataclástica predominam blastomilonitos de natureza quartzo-feldspática e, no interior da mesma, rochas mais fortemente catacladas, nas quais se destacam ultramilonitos, milonitos e filonitos.

Em uma porção do núcleo da zona de falha, delimitou-se uma faixa lenticular onde teria havido um hidrotermalismo generalizado. Af foram descritos fenômenos de epidotização, cloritização, sericitização e, localmente, turmalinização e neoformação de biotita e feldspato potássico.

Em locais específicos dessa faixa hidrotermalizada, há ocorrências de cristais disseminados de cassiterita em meio a rochas intensamente sericitizadas. Alguns concentrados de minerais pesados, obtidos a partir dessas rochas e descritos a lupa, evidenciaram cristais de cassiterita de granulometria menor que 110 mesh e, em alguns locais, foram identificados cristais de cassiterita do tipo estanho de madeira. Os teores máximos até agora obtidos foram de 0,48% de Sn por análises químicas e 150 g/m³ de cassiterita, recuperáveis por bateamento de rochas alteradas. Esses dados, aliados a uma perfeita correlação entre os teores de Sn e os teores de Cu, permitem inferir a existência de filões hidrotermais do tipo "cassiterita-sulfetos" de Sn (Smirnov *apud* Taylor 1979, p. 46).

Alvo "Cantagalo" O esboço geológico desse alvo acha-se representado na figura 5. O alvo foi definido pela ocorrência de teores anômalos de Sn, W, Nb e Ta, detectados por prospecção geoquímica com concentrados de minerais pesados de sedimentos de drenagens. Foram obtidos teores de até 1.700 g/m³ de Sn, 203 g/m³ de W, 233 g/m³ de Ta e 75 m/g³ de Nb. Também foram identificados inúmeros corpos de graissens, muitos dos quais mineralizados a Sn, W, Nb, Ta, Bi e Mo, que serão descritos adiante.

O alvo "Cantagalo" encerra basicamente três grandes unidades litológicas que fazem contatos tectônicos entre si. São, da mais antiga para a mais jovem: Complexo Pré-Setuva, Grupo Setuva e cataclastos relacionáveis à "Falha do Putunã".

As rochas do Complexo Pré-Setuva perfazem cerca de 40% do Alvo. São agrupadas em duas assembléias: uma na porção centro-oeste da área, composta por gnaisses anatéticos e outra composta por "gnaisses heterogêneos". Esta última

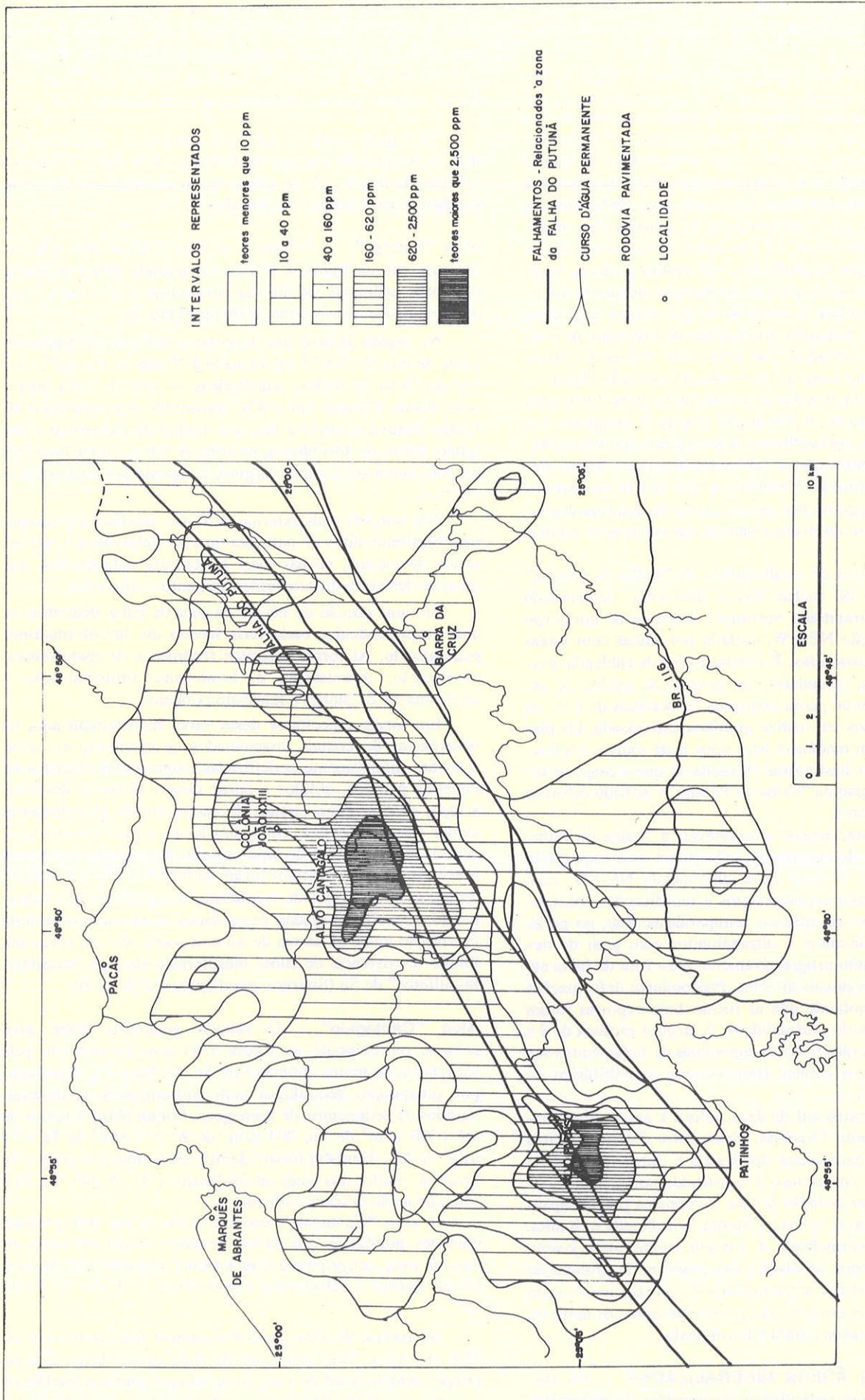


Figura 3 - Mapa de isotores de estanho em amostras de concentrados de minerais pesados obtidos em sedimentos de drenagens

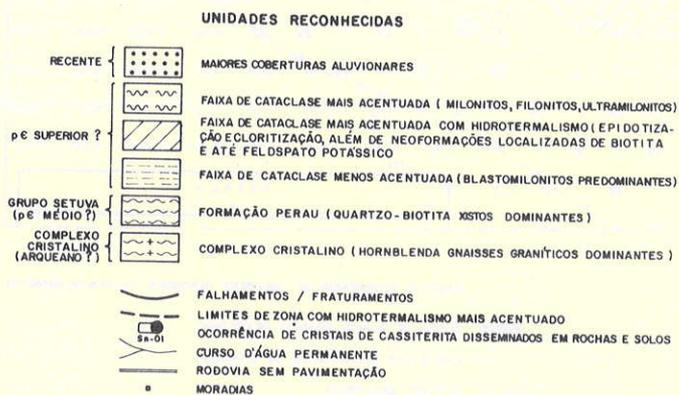
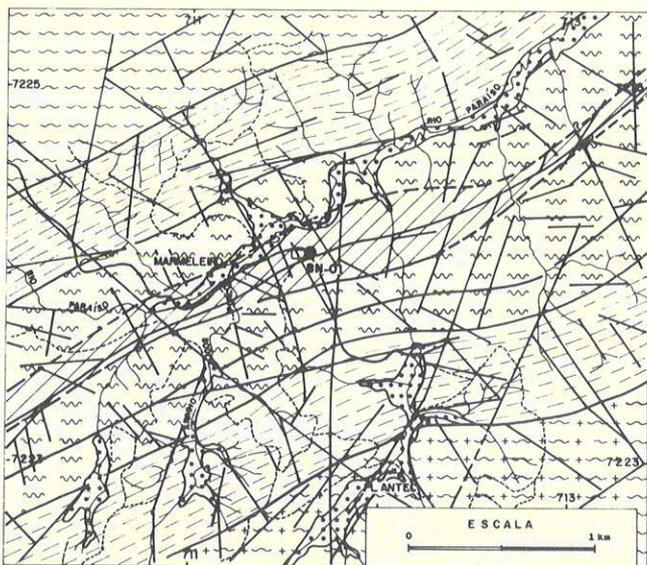


Figura 4 - Esboço geológico do Alvo "Parafso"

assembléa ocorre ao longo de duas faixas isoladas: uma no extremo norte e outra a sul. A assembléa dos gnaisses anatéticos compreende gnaisses graníticos félsicos comumente com feldspatos oclares a lamelares em matriz cataclástica, evidenciando forte transposição tectônica. A assembléa de "gnaisses heterogêneos" compreende gnaisses bandados em escala centimétrica a decamétrica, com freqüentes intercalações ou gradações para micaxistos e anfíbolitos, além de corpos pegmatóides. Um tipo também comum é um biotita gnaiss oclar, com porfiroclastos centimétricos de feldspato potássico.

Os contatos entre as rochas do Complexo Pré-Setuva com as do Grupo Setuva se fazem por falhamentos, em boa parte por um significativo falhamento de empurrão que teria sido verticalizado em fases deformacionais posteriores a cavalgamentos e transposições tectônicas generalizadas.

As rochas do Grupo Setuva estão em bloco tectônico localizado na porção central da área. O bloco encerra partes de um provável sinclínório, configurado pela existência de um horizonte-guia de quartzitos (Fig. 5). Os trabalhos de deta-

lhamento geológico dessa unidade mostraram o quanto é perigoso estabelecer uma estratigrafia pré-cambriana baseada no grau metamórfico das unidades. Foram observadas ao longo e entre as diversas unidades balisadas pela camada-guia gradações de micaxistos de baixo grau metamórfico para gnaisses de grau médio. Alguns desses gnaisses são idênticos aos litotipos abundantes do Complexo Pré-Setuva. Desta forma, acredita-se que boa parte do que hoje é chamado de Grupo Setuva e de Complexo Pré-Setuva pertença a uma mesma unidade cronoestratigráfica. Tal unidade teria sofrido metamorfismo regional com fortes gradientes metamórficos – havendo até núcleos anatéticos – e sofrido fortes transposições tectônicas posteriores.

Foram identificadas no Grupo Setuva unidades caracterizadas pela predominância de micaxistos, de quartzitos, de leucognaisses e de biotita gnaisses oclares.

Os micaxistos são normalmente quartzo-biotita-sericitaxistos, com gradações para tipos quartzosos, para rochas calciossilicáticas, ou ainda xistos feldspáticos. Os tipos calciossilicáticos são normalmente compostos por quartzo, plagioclásio, tremolita-actinolita, epidoto, diopsídio e biotita. Alguns micaxistos, quando mais metamorfosados, apresentam-se como estauroлита-biotita-muscovita xistos, que por vezes passam a conter feldspato potássico e plagioclásio. Na faixa mais meridional de micaxistos são caracterizadas a presença de feldspatos e uma predominância de muscovita sobre biotita. São freqüentes intercalações de espessura métrica de leucosomas quartzo-feldspáticos, foliados concordantemente às encaixantes. São nítidas as feições de transposição tectônica com resquícios de dobras intrafoliais.

Uma unidade facilmente mapeável por fotografia aérea é a unidade quartzítica, que se compõe basicamente de bancos decamétricos de quartzitos vítreos, placoidais, puros ou localmente sericiticos, ou ainda feldspáticos. Por vezes, intercalam-se sericitita-quartzo xistos ou ainda rochas calciossilicáticas.

A unidade de leucognaisses (Fig. 5) acha-se composta por augengnaisses graníticos leucocráticos, sem bandamento nítido. São rochas basicamente compostas por microclínico, plagioclásio e quartzo, com pouca biotita. Em outros setores, essa unidade passa a ser contítuda de micaxistos feldspáticos, com delgados nfeis de quartzitos.

A unidade mais meridional do bloco constituído por rochas do Grupo Setuva contém biotita gnaisses oclares com micaxistos subordinados. Os biotita gnaisses são rochas com porfiroclastos de F-K de 1-4 cm, de formas ovaladas, discoidais, ou ainda lamelares, de cor rósea, imersos em matriz escura, quartzo-feldspática-biotítica.

Por todo o bloco de rochas atribuídas ao Grupo Setuva, ocorrem intercalações de corpos pegmatóides tabulares ou irregulares, que teriam sofrido ao menos uma fase deformacional, juntamente com as rochas encaixantes.

No extremo leste da área, foi reconhecido e individualizado um corpo de rochas granitóides. São granitos gnáissicos acinzentados, de granulação grossa, inequigranulares, com porfiroclastos de F-K em matriz de plagioclásio, quartzo e biotita. Interpreta-se como sendo um corpo intrusivo sintectônico do Grupo Setuva, que teria sofrido efeitos dinâmicos relacionados ao metamorfismo regional.

No extremo sudeste do Alvo "Cantagalo", a SE do Rio Limeira, passam a ocorrer somente milonito-gnaisses relacionáveis à "Falha do Putunã".

As coberturas aluvionares são de pouca expressão e, em geral, são condicionadas por barreiras ao entalhamento dos elementos de drenagem. São notáveis os aluviões relacionados

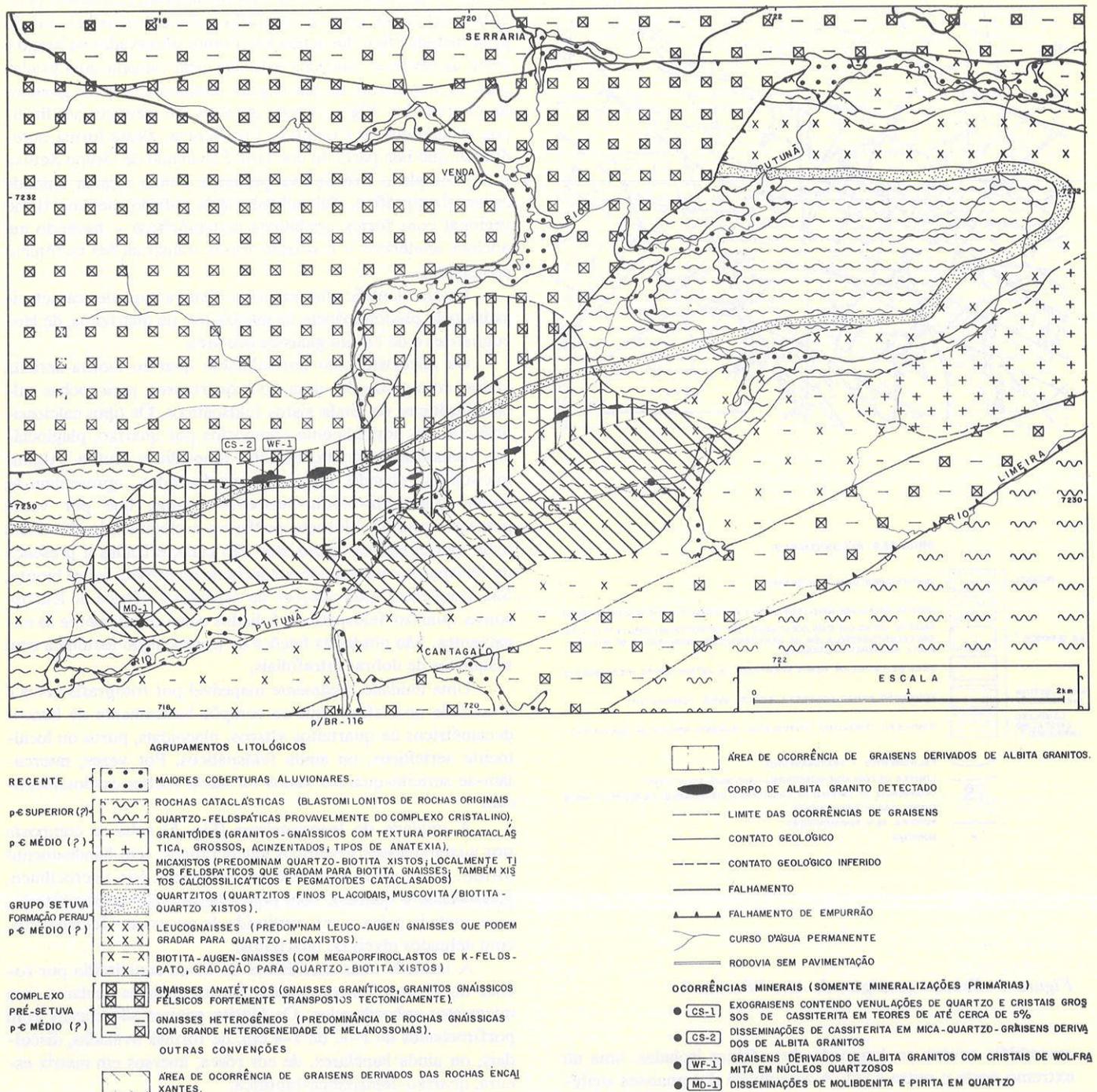


Figura 5 - Esboço geológico do Alvo "Cantagalo"

ao rio Putunã e algumas áreas periféricas ao Arroio Campesre. A espessura desses depósitos varia de 1 a 3 m.

GRAISENS E ROCHAS GRAISENIZADAS No Alvo "Cantagalo", foram constatadas duas suítes de graises. Elas diferem fundamentalmente na origem, forma de ocorrência dos conteúdos metálicos e se acham bem delimitadas geograficamente. As suítes são denominadas genericamente por "graisens derivados de albita-granitos" e "graisens derivados das rochas encaixantes".

As áreas de ocorrências de tais suítes estão ilustradas na figura 5, na qual se pode notar também que a unidade dos leucognaisses do Grupo Setuva constitui, grosso modo, o limite entre as duas suítes.

A provável massa ígnea principal, que seria geradora de tais rochas, não está aflorante; dessa forma, todos os graises poderiam ser classificados como exograisens (Scherba 1970) especificamente, graises de fraturas. A distância existente entre a parte apical desse corpo ígneo à superfície é desconhecida; entretanto, alguns dados - como a ocorrência de grandes massas de rochas encaixantes termometamorfizadas e/ou graisenizadas, a existência de suíte portadora somente de mineralizações de Sn e as ocorrências de apófises graníticas - permitem supor que a mesma esteja bem próxima da superfície.

Graisens derivados de albita-granitos Foram os primeiros reconhecidos na área. Sua melhor exposição acha-se

em corte da estrada que faz a ligação BR-116 – Colônia João XXIII, próxima a ponte sobre o Rio Putunã. Afora esse local, quase todas as ocorrências somente são detectáveis por blocos rolados em drenagens ou encontros. Em cerca de 60 m de corte de estrada que secciona os tipos litológicos locais, ocorrem quatro corpos; três dos quais tabulares, de albita-granitos com espessuras da ordem de 3 a 4 m. Tais corpos são nitidamente intrusivos, seccionam as foliações de micaxistos encaixantes, que apresentam nos contatos auréolas termometamórficas. Internamente ou mais raramente nas bordas dos corpos, ocorrem graisens tabulares, relativamente contínuos e concordantes em relação aos contatos externos das intrusões. Os graisens nesses casos perfazem não mais de 10% da espessura dos corpos de albita-granitos. Ocorrem também algumas apófises graníticas com formas irregulares a diapíricas com dimensões variáveis, no geral, decamétricas em planta. Nesses casos, os graisens ostentam formas irregulares, havendo por ora a suspeita também de um paralelismo em relação aos contatos externos das intrusões.

Os trabalhos de prospecção geoquímica de solos apresentados por Licht (1986) deixam poucas dúvidas sobre a situação espacial desses corpos. Eles se dispõem segundo linhas de fraturas de variadas direções, com predomínio daquelas direcionadas segundo E-W e, muitas vezes, em planos de falhas preexistentes. É detectada a ocorrência de núcleos com grandes concentrações metálicas, interpretados pelos dados ora disponíveis como prováveis chaminés de granitos e graisens.

Os graisens são normalmente zonados, com bordas ostentando contatos transicionais com as massas de albita-granitos, sendo difícil precisar macroscopicamente os limites da graisenização. Em quase todos os pontos onde foi possível obter medidas, sua espessura não ultrapassou 40 cm, normalmente com 20-30 cm. Entretanto, em certos locais, foram observados blocos de mica graisen (uma das zonas) com mais de 1,5 m de diâmetros de espessura.

Uma ilustração esquemática de um corpo de “graisen derivado de albita-granito” com zonação completa é apresentada na figura 6. O granito encaixante dos graisens é maciço, de granulação fina a média, granoblástico de especto sacaroidal,

equigranular, félsico, de cor branca. É composto por albita, quartzo, feldspato potássico e micas prateadas (muscovita e/ou zinwaldita). A albita é, por vezes, o mineral predominante desses granitos.

A zona de borda é caracterizada por rocha de granulação e aspecto semelhante ao granito, mas com aumento nos teores de quartzo e micas. São, normalmente, albita-mica-quartzo graisens sacaroidais com cristais de albita reliquias, inclusos normalmente no quartzo. A graisenização fez-se por substituição inicial do feldspato por quartzo e posterior muscovitização. Essa fácies de borda muitas vezes é a mais significativa em termos de volume, perfazendo de 40% a 60% de todo o filão de graisen. Identificam-se freqüentemente ao microscópio pequenos cristais de cassiterita, principalmente inseridos nos minerais micáceos.

A zona intermediária é caracteristicamente uma massa de micas, por vezes com pouco ou nenhum quartzo. São normalmente quartzo-mica graisens de cor esverdeada, acinzentada ou prateada, constituídos por uma trama de geminados de cristais de micas equigranulares, de granulação média a grossa. Em alguns casos, foi confirmada a ocorrência de zinwaldita através de microsonda. São comuns cristais de cassiterita inclusos em grãos de quartzo ou inseridos na malha dos minerais micáceos detectáveis por micropetrografia. São comuns também box-works de onde foram lixiviados sulfetos. O contato dessa zona intermediária com a zona de borda é relativamente brusco, marcado por uma diminuição acentuada no teor de minerais micáceos. Normalmente toda a zona intermediária perfaz cerca de 20% a 30% de todo o filão de graisen.

A zona de núcleo é caracterizada por um emaranhado de macrocristais de quartzo e micas grossas. Normalmente o quartzo sobrepuja as micas em volume. As micas são normalmente muscovitas prateadas em geminados cristalinos de até 2,5 cm, com cavidades de dissolução. Foram observados cristais de cassiterita, sobretudo associados ao quartzo. Essa zona perfaz cerca de 10% a 20% de todo o filão e, por vezes, é pouco desenvolvida ou até ausente.

Os resultados disponíveis de análises químicas dos “graisens derivados de albita-granitos” estão resumidos na tabela 1. Esses resultados permitem concluir que:

- Os teores de Li e F (até 1.608 ppm e 1,5%, respectivamente) são proporcionais às quantidades de micas, devendo essas substâncias se relacionarem à rede cristalina desses minerais (zinwaldita e/ou muscovitas flúor-litíferas).
- Há concentração acentuada de Sn, Mo e Ta nas zonas de núcleo e intermediárias dos filões (teores de até 3.850, 1.160 e 360 ppm, respectivamente).
- O Nb e o W são enriquecidos nas zonas mais silicosas, tanto na borda como na zona de núcleo (zona de borda com até 194 e 480 ppm; zona de núcleo com até 128 e 1.200 ppm, respectivamente).
- Bi é bastante enriquecido na zona intermediária micácea (até 5.800 ppm).
- Os maiores teores obtidos pela moagem de amostras roladas em drenagens e posterior concentração por bateamento e análise a lupa foram da ordem de 2,5 kg/t de cassiterita e até mais de 50,0 kg/t de wolframita, e teores menos significativos de tantalina-columbita.

Quanto à origem, acredita-se que as mineralizações nesses graisens sejam oriundas de um fluido mineralizante primário, com aporte suplementar de produtos remobilizados dos albita-granitos.

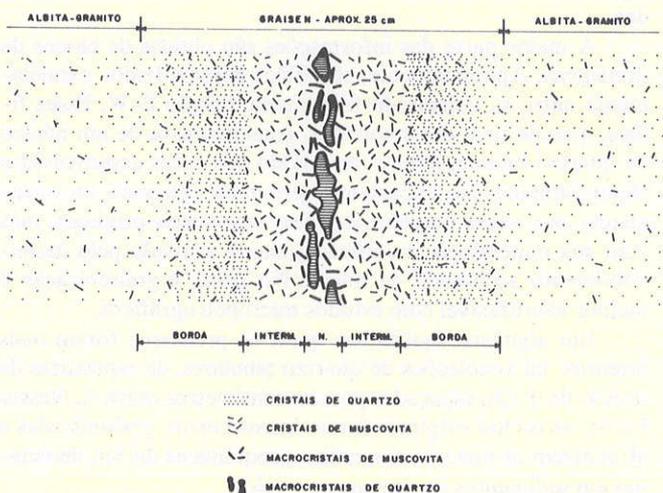


Figura 6 - Ilustração esquemática de um filão de “graisen derivado de albita-granito” com zonação perfeita

ELEMENTOS ANALISADOS		GRAISENS DERIVADOS DE ALBITA - GRANITOS				GRAISENS DERIVADOS DAS ROCHAS ENCAIXANTES		
ELEMENTOS	OBSERVAÇÕES	ALBITA GRANITOS	ZONA DE BORDA (mica-quartzo graïsens)	ZONA INTERMEDIÁRIA (mica graïsens)	ZONA DE NÚCLEO (quartzo graïsens)	ENCAIXANTES MUITO GRAISENIZADAS	ENCAIXANTES MODERADAMENTE GRAISENIZADAS	ENCAIXANTES POUCO GRAISENIZADAS
FLUOR	n ^o de determinações	02	08	06	12	10	11	-
	teor médio (%)	0,71	0,78	1,29	0,61	0,59	1,17	-
	teor máximo (%)	1,00	1,10	1,50	1,30	1,20	2,80	-
LÍTIO	n ^o de determinações	03	08	06	12	10	10	-
	teor médio (ppm)	315	869	1.232	526	1.022	1.433	-
	teor máximo (ppm)	410	1.176	1.608	1.061	1.722	2.796	-
ESTANHO	n ^o de determinações	04	08	06	14	10	14	04
	teor médio (ppm)	148	265	726	569	673	943	234
	teor máximo (ppm)	290	360	1.920	3.850	2.120	8.700	485
TUNGSTÊNIO	n ^o de determinações	04	08	06	14	10	13	04
	teor médio (ppm)	24	106	63	197	29	52	24
	teor máximo (ppm)	47	480	65	1.200	45	390	51
TÂNTALO	n ^o de determinações	04	08	04	14	10	10	02
	teor médio (ppm)	36	33	68	65	17	25	12
	teor máximo (ppm)	65	66	120	360	37	70	12
NIÓBIO	n ^o de determinações	04	08	06	14	10	11	03
	teor médio (ppm)	77	91	77	61	47	32	185
	teor máximo (ppm)	102	194	115	128	73	57	260
BISMUTO	n ^o de determinações	01	03	05	03	09	03	-
	teor médio (ppm)	70	72	1.217	258	05	37	-
	teor máximo (ppm)	70	920	5.800	610	14	98	-
MOLIBDÊNIO	n ^o de determinações	01	03	05	03	09	03	-
	teor médio (ppm)	08	01	09	388	48	695	-
	teor máximo (ppm)	08	08	25	1.160	410	1.960	-
BERÍLIO	n ^o de determinações	03	08	06	12	10	10	-
	teor médio (ppm)	08	31	16	10	24	37	-
	teor máximo (ppm)	10	148	21	19	49	74	-
COBRE	n ^o de determinações	01	03	03	04	09	03	02
	teor médio (ppm)	126	37	17	34	19	33	11
	teor máximo (ppm)	128	60	36	100	44	87	17 *

Tabela 1 - Síntese dos resultados analíticos

A ocorrência de área geoquimicamente anômala, com cerca de 1 km de comprimento e 300 m de largura, onde incidem as melhores ocorrências minerais, faz com que se considere como boas as perspectivas da ocorrência de minérios primários de interesse.

Graïsens derivados das rochas encaixantes No Alvo "Cantagalo" ocorre uma suíte de graïsens desenvolvidos sobre as rochas locais. Diferencia-se daquela antes descrita por não se associarem diretamente a massas ígneas. São exograïsens formados por substituição e enriquecimento de xistos e gnaïsses em Si e K, em graus variados.

Como se verá, a mineralogia das rochas, os minerais de minério e a área de ocorrência permitem individualizar claramente esse grupo.

Ocorrências dispersas desse tipo são identificadas em uma faixa de cerca de 5 km, com largura variável de 200 até 800 m, totalizando cerca de 2 km² de área. A faixa é alongada, de maneira quase concordante com as unidades litológicas, ocorrendo exclusivamente a SE da faixa de leucognaïsses (Fig. 5).

Pouco se sabe, no detalhe, da associação e das proporções de substituição dessas rochas graïsenizadas em relação às encaixantes preservadas. Supõe-se, da descrição de blocos rolados, que em certos setores da faixa ocorram corpos relati-

vamente isolados, esporádicos e, em outros setores, os filões sejam concentrados e tenham-se af grandes massas graïsenizadas.

A maior parte das informações são obtidas de blocos de drenagens. Aparentemente, são filões desenvolvidos paralelamente entre si, compondo feixes com direção E-W. Esses filões, quando bem desenvolvidos, constituem-se de um núcleo de quartzo branco, leitoso, envolvido por micas desenvolvidas aleatoriamente. As encaixantes próximas (gnaïsses ou mica-xistos) por vezes mantêm aspectos estruturais originais, mas com sua mineralogia modificada; isto é marcado pelo desenvolvimento acentuado de micas. No geral, a graïsenização é melhor identificável com estudos micropetrográficos.

Em algumas regiões nas quais os processos foram mais intensos, há venulações de quartzo tabulares, de espessuras da ordem de 1 cm, espaçadas poucos centímetros entre si. Nesses locais, as rochas originais foram intensamente graïsenizadas e af ocorrem as maiores anomalias geoquímicas de Sn, detectadas em sedimentos de drenagens e solos.

Sem dúvida, os controladores dessas ocorrências são as propriedades físico-químicas das encaixantes, assim como as fraturas que permitiram o acesso das soluções mineralizadoras. Por motivos ainda não elucidados, a faixa mais meridional de micaxistos a biotita é a mais favorável.

Macroscopicamente, por comparação, as amostras podem ser facilmente classificadas como “encaixantes muito graisenizadas”, “encaixantes moderadamente graisenizadas” ou ainda “encaixantes pouco graisenizadas”. Esses padrões foram de certa forma confirmados pelas assembléias mineralógicas descritas ao microscópio. O que mais diferencia esses tipos é a preservação da estrutura das rochas encaixantes, já que a textura é mais facilmente modificada. Uma ilustração esquemática da forma de ocorrência desses tipos é apresentada na figura 8.

Com exceção das rochas muito graisenizadas, é possível identificar facilmente o tipo litológico original, como mica-xistos, gnaisses finos, augengnaisses, rochas pegmatóides etc.

O grupo das “encaixantes muito graisenizadas” compreende verdadeiros graisens heterogêneos, com granulação diferenciada das micas, mas sempre constituindo massas em que os cristais se dispõem aleatoriamente. As rochas compõem-se basicamente de micas e quartzo. Os minerais micáceos são normalmente os constituintes principais, tendo sido descritas micas brancas, zinwaldita e muscovita. O quartzo normalmente é o segundo maior constituinte mineralógico, esporadicamente o primeiro ou ainda é ausente. Em somente dois pontos foram descritos cristais de albita; esse mineral preservou-se da graisenização quando incluso em quartzo. Também raramente são encontrados cristais de topázio ou ainda de feldspato potássico. Opacos são comuns, destacando-se a cassiterita.

O grupo das “encaixantes moderadamente graisenizadas” compreende rochas com estruturas preservadas. Sua mineralogia apresenta normalmente uma dualidade mineralógica em que minerais novos estão coexistindo com a mineralogia antiga em fase de transformação. Os principais constituintes são micas neoformadas e quartzo. A biotita pode ser constituinte de importância; mais raramente, ocorrem o feldspato potássico e plagioclásio. São característicos nessas rochas fenômenos de muscovitização de biotitas. A cassiterita é um dos principais minerais opacos perfazendo, em casos especiais, teores de até 5% da rocha, avaliados em lâmina delgada.

O grupo das “encaixantes pouco graisenizadas” compreende rochas com todos os aspectos macroscópicos das rochas encaixantes originais. Mostram ao microscópio mineralizações de micas, a preservação do plagioclásio e a ocorrência de cassiterita.

Em 18 das 25 rochas estudadas por micropetrografia, foram detectados cristais de cassiterita. Em 13 delas a cassiterita ocorre como pequenos grânulos ou acículas inclusas nos minerais micáceos e em cinco amostras como cristais disseminados na rocha, por vezes constituindo agregados.

Esporadicamente, são encontrados tipos silicosos com box-works de sulfetos; em casos especiais, com mineralização de molibdenita.

Cerca de 28 amostras dessa categoria foram encaminhadas para análises químicas com determinações para F, Sn, Nb, Be, Mo, Bi, Cu, Pb, Zn, Li, W, Ta e os resultados obtidos estão sintetizados na figura 7.

Esses resultados permitem que se conclua que:

- As principais mineralizações estanníferas primárias relacionam-se às rochas muito graisenizadas (teor médio de Sn = 670 ppm) e às moderadamente graisenizadas (teor médio de Sn = 950 ppm). Foram obtidos teores analíticos máximos, em ambos os tipos, de 0,87% de Sn.
- São notáveis os enriquecimentos de F (até 2,8%) e Li (até 0,28%), que devem ser associados às micas neoformadas (zinwaldita).

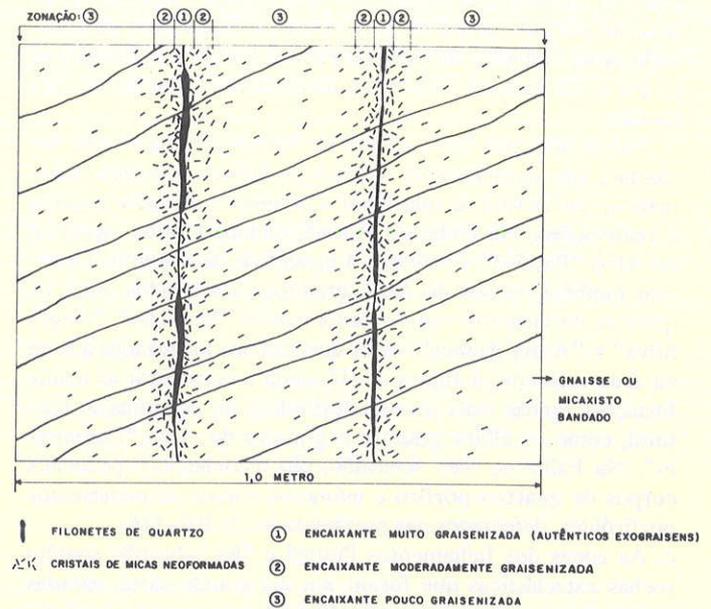


Figura 7 - Ilustração esquemática de filão de “graisen derivado das rochas encaixantes”

- Além do Sn, são também interessantes os teores de Mo, tendo sido obtido até 0,19% em rocha silicosa com molibdenita.
- Os teores de Be, Bi, Cu, Pb, Zn e Ta são menos significativos.

Em linhas gerais, os “graisens derivados das rochas encaixantes” são mineralizados quase somente a cassiterita, tendo sido localmente evidenciado mineralizações também com wolframita. Talvez, devido à existência de feixes de fraturas paralelas e próximas entre si, existam grandes áreas com graisenização generalizada. Nas regiões mais potenciais ocorrem venulações preenchidas por quartzo, dispostas de maneira plano-paralela ou em stock-works.

Conforme se viu, tanto os “graisens derivados de albita-granitos”, quanto os “graisens derivados de rochas encaixantes” relacionam-se a fraturamentos, de preferência de direção E-W ou em zonas de falhamentos/fraturamentos mais antigos em relação à época de formação dos graisens. Essa direção E-W pode corresponder a sistemas de fraturas distencionais sintéticas geradas pela “Falha do Putunã”, como se verá adiante. Acredita-se que não só a origem dos filões mas também o emplacement das massa ígnea geradora de soluções estejam relacionadas a essas fraturas distencionais.

OS FALHAMENTOS DO LESTE DO PARANÁ E SUAS IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Os trabalhos realizados conduziram à idéia da existência de metalogenia especificamente relacionada aos grandes falhamentos transcorrentes que ocorrem nas periferias da área trabalhada. Por isso, dado o volume de informações disponíveis e o próprio relacionamento das mineralizações da área a essas estruturas, resolveu-se relatar alguns aspectos observados e/ou interpretados conforme os itens relacionados a seguir.

a. São reconhecidas três falhas transcorrentes, paralelas entre si, de direção N55-60E, enquadradas pelo esboço geológico da figura 2. A noroeste da área ocorre a Falha da Lancinha

(também chamada de lineamento Itapeúna ou Falha de Cubatão); na porção central da área, ocorre o falhamento denominado neste trabalho de Falha do Putunã (ou do Rio Putunã); e, na parte SE da área, uma outra, denominada Falha de São Sebastião.

b. Nas regiões próximas à Falha do Putunã e Falha de São Sebastião, são reconhecidos indícios de intensa atividade magmática, que devem se relacionar a diversos e distintos eventos e reativações. Na Falha do Putunã, metaperidotitos ocorrem no Alvo "Paraíso" e próximo à localidade de Serrinha. Ocorrem também corpos de álcali-granitos cataclásicos entre os quais se destacam os corpos denominados "Serrinha", "Nagib Silva" e "Areia Branca"; estes dois últimos localizados a leste da área referente à figura 2. Há ainda a considerar as manifestações ígneas mais jovens, destituídas de deformação textural, como os albita-granitos e graisens do Alvo "Cantagalo". Na Falha de São Sebastião, são reconhecidos pequenos corpos de quartzo-pórfiro e inúmeros corpos de metabasitos porfiróides, detectados nas proximidades da BR-116.

c. As zonas dos falhamentos Putunã e São Sebastião contêm rochas cataclásticas que foram, em sua grande parte, geradas por fenômenos de deformação dúctil e mais raramente rúptil. Este fato vem demonstrar que os níveis atuais de exposição correspondem ao de rochas geradas a profundidades consideráveis e que o próprio plano de falhamento não seria local mais favorável a mineralizações. Entretanto, ao que parece, houve reativações talvez mais recentes que, atuando já em ambiente supracrustal, provocaram microfraturamentos cerrados (deformações rúpteis), a exemplo do observado no Alvo "Paraíso"; neste último caso, há condições de ocorrer mineralizações no próprio plano de falha.

d. As zonas dos falhamentos Putunã e São Sebastião demarcam também alinhamentos de ocorrências minerais e anomalias geoquímicas. Na Falha de São Sebastião alinham-se em um setor anomalias polimetálicas nas quais se destacam o Zn e Pb, e foram identificadas ocorrências minerais de pirita e galena. Na Falha do Putunã alinham-se anomalias de Sn (figura 3), F, W, Nb, Ta e também Cu, Pb e Zn. Foram detectadas ocorrências minerais de Sn, W, Nb e Ta na área em questão e de Pb, Zn e F, mais a leste.

e. As mineralizações podem se localizar diretamente na zona de cisalhamento (Alvo "Paraíso", por exemplo) ou próximas ao mesmo (Alvo "Cantagalo", por exemplo). Essas ocorrências situadas fora e próximas da zona de cisalhamento são atribuídas a sistemas de fraturas sintéticas de direção aproximada E-W. Este fato é comprovado no Alvo "Cantagalo" pela incidência de corpos de graisens dispostos em fraturas E-W, conforme se evidencia por medidas estruturais e pela disposição de anomalias geoquímicas de solos.

CONCLUSÕES No contexto geológico do Estado do Paraná, houve granitogênese responsável pela formação de graisens mineralizados a Sn, W, Nb, Ta, Bi e Mo. Tal granitogênese seria pós-tectônica em relação ao último ciclo orogênético, o que é evidenciado pela ausência de deformações nas rochas a ela relacionada.

As apófises e os pequenos domos graníticos relacionados aos graisens são de álcali-granitos, mas é impossível, por ora, obter conhecimentos petrográficos ou petrológicos de um possível corpo gerador dessas manifestações devido o mesmo não estar aflorante.

Fraturamentos e falhamentos são importantes controladores do emplacement desses granitos e das mineralizações associadas. Em escalas regionais, são importantes os grandes falhamentos transcorrentes e, no detalhe, as zonas de cisalhamento ou de fraturamento; notadamente de direção aproximada E-W, do tipo fraturas sintéticas.

As informações relacionadas à pesquisa mineral são ainda de uma fase inicial de trabalhos, mas já revelando que o Alvo "Cantagalo" é promissor para conter depósitos minerais primários de Sn e W, aos quais podem estar associados a Ta, Nb, Bi e talvez Mo. Essa consideração é alicerçada por vários fatores, entre os quais se destacam.

1. O grau de concentração de minerais de interesse, conseguindo-se nas poucas amostras obtidas e estudadas teores de minérios.
2. A tipologia de graisens de fraturas que são rastreados por meio de geoquímica de solos, com anomalias com até 1 km de extensão e centenas de metros de largura.
3. As possibilidades de ocorrerem chaminés, sobretudo em regiões de cruzamento de fraturas.
4. As similaridades desse contexto com áreas tradicionalmente produtoras de minérios, clássicas na literatura geológica específica do assunto.

Agradecimentos O autor externa seu agradecimento à equipe técnica da Mineropar-Minerais do Paraná S.A., em especial ao Dr. João Carlos Biondi, pelo constante apoio à realização das sucessivas etapas que permitiram alcançar os resultados ora explanados, pela valiosa ajuda nas discussões sobre o tema e pela revisão do texto; às geólogas Rosa Maria de Souza e Kátia Norma Siedlecki, pelas contribuições em assuntos relacionados à micropetrografia e petrografia de minerais pesados; ao geólogo Otávio Boni Licht, pelas contribuições em assuntos relacionados a prospecção geoquímica; e ao geólogo Gil Francisco Piekartz, pelo auxílio nos trabalhos de cartografia geológica e ao geólogo Dr. Onildo João Marini, pelo intercâmbio de informações técnicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. 1967. *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da Porção Oriental do Estado do Paraná*. Curitiba, Universidade Federal do Paraná. 347 p.
- FALCADE, D. 1982. *Geologia e potencial econômico da área Capivari-Pardo*. Curitiba, Mineropar. 163 p. (Rel. int.)
- FRITZSONS Jr., O. 1985. *Prospecção de detalhe no alvo Sn — Paraíso Fase I*. Curitiba, Mineropar. 29 p. (Rel. int.)
- FRITZSONS Jr., O. 1986. *Prospecção de detalhe no alvo Sn — Cantagalo: fase I*. Curitiba, Mineropar. 51 p. (Rel. int.)
- FRITZSONS Jr., O.; BIONDI, J.C.; PIEKARTZ, G.F. 1985. *Verificação de anomalias geoquímicas nas áreas Capivari-Pardo e Antiforme do Setuva*. Curitiba, Mineropar, 4 v. (Rel. int.)
- FRITZSONS Jr., O.; PIEKARTZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. *Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva, PR*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v. 3, p. 978-1001.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. 1971. *Geologia do leste paranaense*. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG. v. 1, p. 121-130.
- LICHT, O.A.B. 1986. *Interpretação dos dados de geoquímica de solos — Projeto Estanho — Cantagalo*. Curitiba, Mineropar. 14 p. (Rel. int.)
- SCHERBA, G.N. 1970. *Greisens*. *Int. Geol. Rev.*, 12:114-151.
- TAYLOR, R.G. 1979. *Geology of tin deposits*. Amsterdam, Elsevier. 534 p.

MANUSCRITO 405

Recebido em 24 de novembro de 1986

Revisão aceita em 10 de fevereiro de 1988

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA DOS JACUPIRANGUITOS DE JACUPIRANGA (SP) DURANTE A ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA

SONIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA & JEAN DELVIGNE

ABSTRACT MINERALOGICAL EVOLUTION OF JACUPIRANGUITES FROM JACUPIRANGA (SP) DURING WEATHERING ALTERATION. Samples were collected from a weathering profile developed above pyroxenites belonging to the alkaline massif of Jacupiranga. The primary minerals – titanomagnetite, magnetite, perovskite, phlogopite, and olivine – were first partially transformed by a hydrothermal alteration process and the completely altered by weathering. The earlier products of the supergene alteration of the pyroxenites are smectites; these minerals change into kaolinite and goethite which are the principal components of the lateritic cover. This paper deals with micromorphological aspects of these transformations.

INTRODUÇÃO O complexo alcalino de Jacupiranga situa-se a cerca de 200 km a sudoeste da cidade de São Paulo e cobre um área de aproximadamente 65 km². Apresenta forma ovalada, com eixo maior de direção NNW. Suas rochas dominantes são ultramáficas: dunitos na porção norte e jacupiranguitos na porção sul (Melcher 1954). O clima da região é tropical úmido, com verões quentes, invernos temperados e precipitação sempre abundante.

A alteração intempérica que atuou sobre as variedades ultramáficas do complexo gerou um espesso manto laterítico que ultrapassa 40 m. O perfil de alteração derivado dos dunitos caracteriza-se por apresentar um nível de silcrete, subjacente ao qual ocorrem concentrações níquelíferas (Oliveira & Trescases 1985). A evolução dos jacupiranguitos levou à formação de um perfil enriquecido em titânio nos níveis superiores. Sobre ambas as litologias, os horizontes mais superficiais da cobertura laterítica mostram evidências de aporte colunar (Oliveira *et al.* 1987).

O objetivo deste trabalho é o de estudar as transformações mineralógicas ocorridas durante a evolução supergênea dos jacupiranguitos. Entretanto essas rochas sofreram previamente alteração hidrotermal e não é possível compreender as transformações supergêneas sem estudar também os efeitos da alteração hipógena. Assim, as transformações mineralógicas de origem hipógena serão também descritas e analisadas.

A metodologia utilizada consistiu, em primeiro lugar, na descrição macroscópica de um perfil de alteração, com a finalidade de definir e caracterizar as diferentes fácies presentes. Seguiu-se a amostragem sistemática (amostras indeformadas) de cada horizonte e, sobre cada amostra, determinação da densidade aparente, estudos por microscopia óptica de transmissão e por difração de raios-X. Em algumas poucas amostras, foram realizadas análises químicas pontuais por microsonda eletrônica.

O PERFIL DE ALTERAÇÃO O perfil amostrado aflora nos taludes da escavação de um canal com cerca de 30 m de profundidade. É possível distinguir, da base para o topo, cinco diferentes horizontes em transições gradacionais:

Rocha alterada (de 24 a 30 m) – Rocha de cor verde-escura a preta e densidade aparente em torno de 2,4. É um material

friável devido aos veios argilosos verde-claros que entrecortam fragmentos escuros e mais consistentes. Os principais minerais presentes são a titanomagnetita parcialmente alterada em esmectita, magnetita discretamente oxidada nas bordas, perovskita parcialmente transformada em anatásio e vermiculita ligeiramente ferruginizada ao longo dos planos de clivagem.

Saprólito verde (de 19 a 24 m) – Material verde, textura areno-argilosa, friável, com densidade aparente ao redor de 1,7. A cor verde gradua de tons mais escuros para tons mais claros em direção ao topo do perfil. Constitui-se essencialmente de esmectita e de restos de piroxênio e vermiculita. A magnetita permanece discretamente ferruginizada e a perovskita encontra-se totalmente transformada em anatásio.

Saprólito amarelo (de 16 a 19 m) – Este horizonte com densidade bem baixa (1,1 em média) é mais argiloso que o horizonte subjacente e mais heterogêneo, com manchas amarelas e avermelhadas, e, localizadamente, concreções pretas de manganês. Os minerais essenciais presentes são a esmectita, a caulinita e a goethita. Embora a porosidade deste nível seja bastante elevada, a estrutura original da rocha permanece grosseiramente conservada, podendo, localmente, encontrar-se obliterada. No saprólito amarelo são frequentes fissuras preenchidas por material argiloso desorganizado, iluviado dos níveis superiores do perfil.

Laterita vermelho-amarelada (de 0,15 a 16 m) – É um material argiloso, vermelho mosqueado de amarelo na base do horizonte e mais violáceo em direção ao topo. Pode apresentar concreções ferruginosas e nele são frequentes as acumulações de manganês. Macroscopicamente, não apresenta mais vestígios de estrutura da rocha; ao contrário, mostra-se compactado, com densidade média de 1,4. Constitui-se essencialmente por um plasma de goethita e caulinita, no qual se encontram grãos de magnetita parcialmente oxidada e fantasmas de perovskita compostos por anatásio. São abundantes traços de atividade biológica como canais deixados por vermes ou por raízes, sobretudo na parte superior do horizonte. Grãos de quartzo detrítico estão presentes em pequena quantidade na laterita.

* Departamento de Geologia Geral, Instituto de Geociências, USP, Caixa Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP, Brasil

** OSTROM, Laboratoire de Géologie Dynamique et de Pétrologie de la Surface, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 13, France

Solo (de 0 a 0,15 m) – Capeando o perfil, ocorre um nível escuro, rico em matéria orgânica, que não foi objeto de investigação deste trabalho.

Apesar da grande espessura deste perfil, em sua base não aflora a rocha fresca. Para se ter uma idéia do material de partida para a formação do perfil de alteração, o piroxenito fresco foi amostrado em outros afloramentos. É uma rocha de cor preta, granulação grossa e densidade elevada (3,0). Compõe-se principalmente por grãos de titanogaugita em textura granoblástica. O segundo mineral mais abundante é a magnetita, ameboidal, que preenche os espaços entre os cristais de piroxênio, evidenciando cristalização tardia. Sempre associada a ela, aparece a perovskita. Distribuído heterogeneamente pela rocha, ocorre um mineral micáceo que, embora guarde as características ópticas da flogopita, encontra-se parcial ou totalmente transformado em vermiculita, conforme é indicado pela difração de raios-X. Como acessórios, os jacupiranguitos apresentam principalmente olivina, nefelina, apatita e calcita.

FILIAÇÃO MINERALÓGICAS Embora o perfil de alteração estudado seja ligeiramente heterogêneo no que concerne à mineralogia do material que lhe deu origem, e as amostras de rocha fresca não correspondam exatamente àquelas encontradas na base do perfil, é possível seguir, em seu conjunto, a evolução completa da maioria dos minerais constituintes do piroxenito. Apenas alguns minerais acessórios, tais como a olivina, a hornblenda, a nefelina, a calcita, a clorita e a apatita, só aparecem em certos níveis do perfil de alteração. Os minerais essenciais, como o piroxênio, a magnetita, a flogopita e a perovskita, podem apresentar variações quantitativas relativamente importantes pela seqüência de alteração, em consequência de sua distribuição irregular nas rochas originais.

O exame micromorfológico e mineralógico das rochas frescas e do material proveniente da base do perfil de alteração permite distinguir dois tipos de alteração diferentes que se sucedem no tempo. O primeiro tipo consiste numa alteração profunda, de origem hidrotermal, que transformou parcial ou totalmente certos minerais originais, mas cuja influência sobre os minerais essenciais foi discreta e irregular. Seguiu-se uma alteração superficial, de origem meteórica, que foi responsável pela degradação da maior parte dos minerais originais e dos minerais de origem hidrotermal em minerais secundários com argilas e oxí-hidróxidos de ferro. Este tipo de alteração se faz cada vez mais evidente da base para o topo do perfil, por modificações importantes na alterita, no que diz respeito à composição mineralógica e química, coesão, densidade aparente e coloração.

Alteração Hidrotermal A influência da alteração hidrotermal, apesar de presente na totalidade do perfil, é cada vez menos reconhecível nos materiais de seus níveis superiores, onde a alteração intempérica é dominante e mascara quase que completamente as transformações mineralógicas anteriores.

No conjunto das rochas, a alteração de origem profunda é marcada principalmente: 1. por uma certa fissuração ou fragmentação dos piroxênios; 2. pelo aparecimento, nessas fraturas, de minerais secundários, como a vermiculita, de pequena dimensão; 3. pela transformação dos piroxênios em hornblenda, talco, minessotafta e calcita; 4. pela degradação de uma parte importante da flogopita original em vermiculita de grandes dimensões; 5. pela transformação total ou parcial da olivina em "iddingsita", acompanhada, em alguns locais, de serpentina e magnetita, associadas sob forma de um reticulado limitando as pseudomorfoses da olivina.

A fissuração real ou potencial dos piroxênios, preenchida ou não por minerais secundários, tem um importante papel do desenvolvimento ulterior da alteração supérgena, facilitando a circulação das águas de origem superficial e a troca de íons entre essas águas e os minerais atravessados por elas. Os pequenos filões de microvermiculita desenvolvidos entre os cristais de piroxênio têm o mesmo papel.

A olivina, presente em quantidades relativamente importantes em certos níveis do perfil de alteração, apresenta-se sempre profundamente alterada e transformada em minerais secundários: serpentina, "iddingsita" e esmectita (Pr. 1, Foto 1). É difícil definir a origem desta última. Com efeito, a olivina é ao mesmo tempo muito sensível aos processos de alteração hidrotermais e supérgenos, e, assim, a presença quase constante de esmectitas poderia ser atribuída tanto aos primeiros quanto aos segundos. Pode-se admitir, entretanto, que, quando da fase de alteração hidrotermal, uma parte apenas da olivina tenha sido transformada em serpentina, e sobretudo em "iddingsita", abandonando resíduos não alterados de olivina que teriam sido em seguida alterados em esmectita supérgena. Esta hipótese é sugerida pela constante presença de hidróxidos de ferro nas pseudomorfoses esmectíticas. No processo de alteração superficial, a serpentina se degrada e apenas a "iddingsita", mais resistente, persiste intacta como única testemunha de uma fase de alteração anterior.

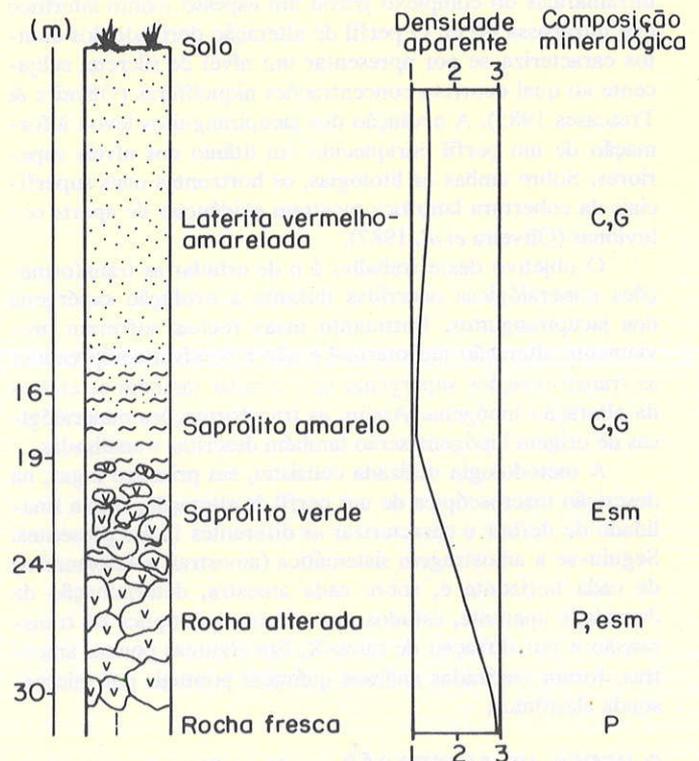
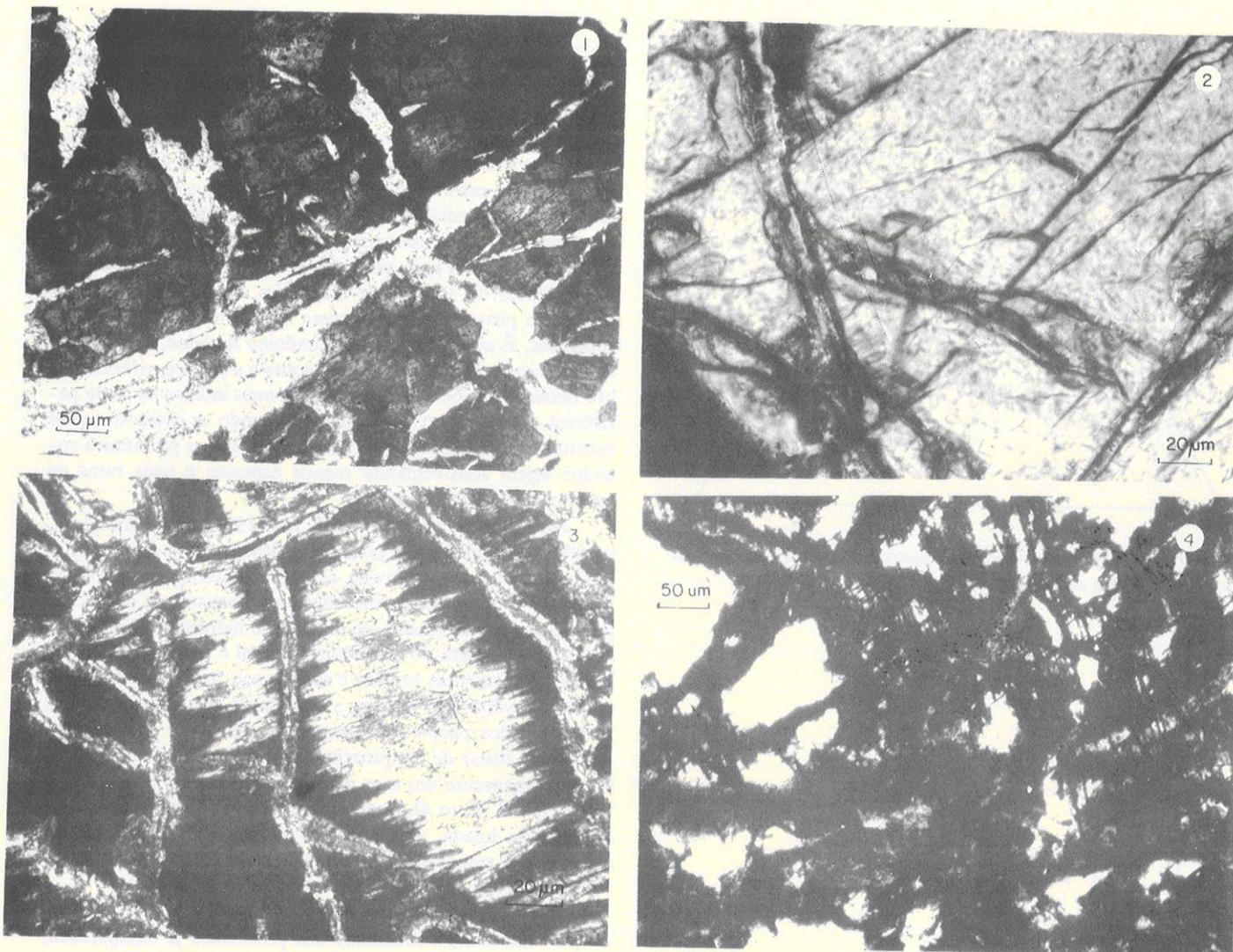


Figura 1 - O perfil de alteração (P = piroxênio, Esm = esmectita, C = caulinita, G = geothita)

Alteração Supérgena Piroxênio – Os piroxênios representam entre 60% e 90% do volume das rochas originais e, assim sendo, sua alteração é responsável pela velocidade de



Prancha 1. Fotomicrografias. 1. Olivina alterada em esmectita. Nicóis paralelos. 2. Início da alteração da titanita em esmectita, ao longo das fissuras. Nicóis paralelos. 3. Alteração da titanita em formas denticuladas. Nicóis cruzados. 4. Alteração da titanita num plasma goethítico. Agulhas de magnetita permanecem no lugar original. Nicóis paralelos

alteração das rochas e pela espessura das alteritas resultantes. A magnetita, pouco alterável, aparece nos níveis superficiais do perfil de alteração, sob forma de grão reliquias. Entretanto, sua presença e sua repartição no seio das alteritas, a permanência de suas formas e suas associações com outros minerais (magnetita-perovskita, por exemplo) permitem reconhecer a natureza isovolumétrica da alteração nos níveis onde a alteração avançada dos minerais essenciais (piroxênios e flogopitas) não permitiria mais reconhecê-la.

A alteração do piroxênio progride a partir das bordas das fissuras e fraturas transversais (Pr. 1, Foto 2), com o aparecimento de manchas irregulares ou de estruturas denticuladas constituídas de esmectitas secundárias. Dados ópticos difratométricos e de microsonda eletrônica permitiram caracterizar o piroxênio como uma titanita (TiO_2 variando entre 2,5% e 3%) e a esmectita como pertencente à família das beidellitas. A figura 2 indica, num diagrama triangular Al-Fe-Mg, a evolução supérgena inicial dos piroxênios.

Com o objetivo de investigar o destino do titânio, quando da transformação da titanita em beidellita, foram realizadas com microsonda eletrônica análises semiquantitativas so-

bre quatro pontos distintos de uma mancha opticamente homogênea de beidellita no seio de um piroxênio (Figura 3). Essas análises mostram que o conteúdo de titânio é muito variável, o que indica que provavelmente o titânio está sob forma de grãos ultramicroscópicos de anatásio heterogeneamente distribuídos na massa argilosa.

Em alguns piroxênios encontrados nas rochas de afloramentos ocorre esporadicamente um outro tipo de alteração, provavelmente de origem supérgena, restrito às amostras de rocha praticamente frescas. Trata-se de estruturas fitadas, dispostas segundo as fraturas do piroxênio e cuja composição mineralógica, simétrica em relação a um plano mediano marcado por um alinhamento de pequenos grãos castanhos (hidróxidos de ferro e de titânio), é essencialmente um material criptocristalino. Esse material é heterogêneo: próximo ao alinhamento central dos grãos, observam-se microestruturas vermiformes constituídas de um mineral finamente fibroso e de bi-refringência baixa, que parece calcedônia. No contato com as bordas denticuladas do piroxênio, incluído no material criptocristalino, podem-se observar cristalizações discretas de calcita.

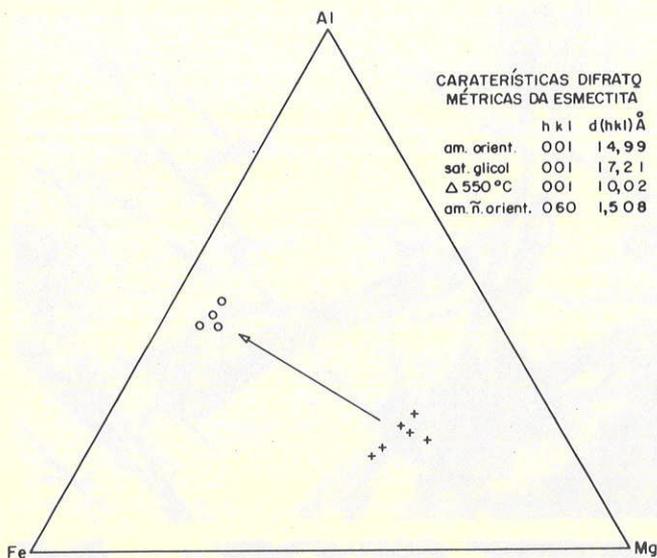


Figura 2 - Diagrama Fe-Al-Mg mostrando a evolução dos piroxênios (+) em esmectitas (o)

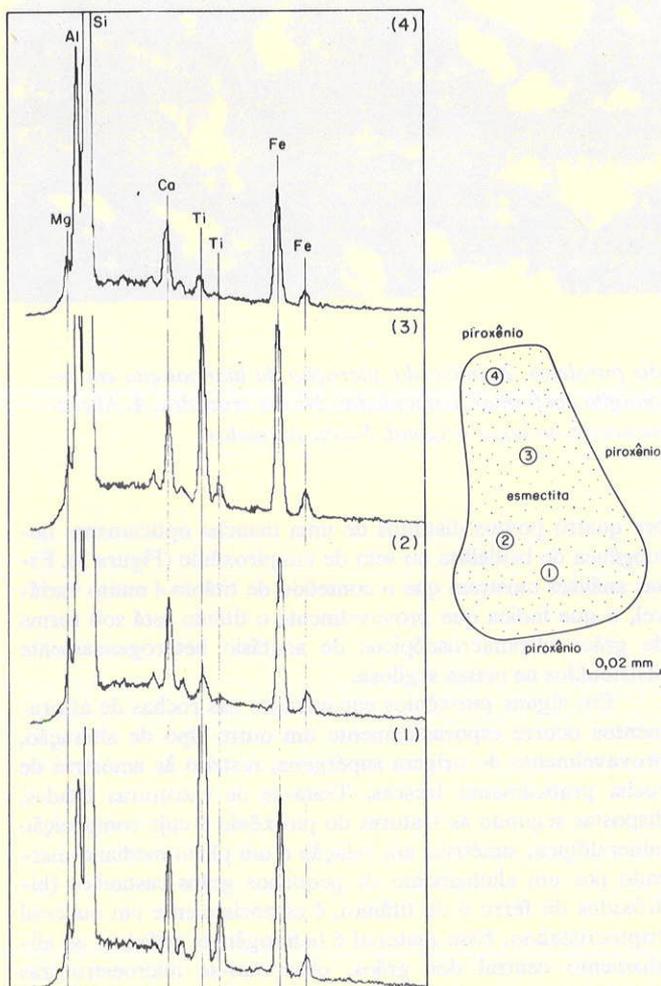


Figura 3 - Espectros obtidos por meio do Sistema Dispersivo de Energia (EDS) na microsonda eletrônica. Mancha de esmectita no seio de um piroxênio.

Seguindo a progressão da alteração do piroxênio nos níveis inferiores e médios do perfil, acima de 23 m de profundidade, as estruturas intraminerais vão-se espessando à custa dos núcleos residuais do piroxênio. Estes adquirem progressivamente o aspecto finamente denticulado, característico dos piroxênios em vias de alteração. As esmectitas permanecem, em geral, em estreito contato com os resíduos de piroxênios, sem fase intermediária. Localizadamente, entretanto, pode-se observar um certo deslocamento das argilas do piroxênio com a formação de um poro perinuclear entre eles (Pr. 1, Foto 3). As inclusões de agulhas de magnetita, freqüentes em certos cristais de piroxênio, desaparecem nas estruturas argilosas secundárias. É notável que nos piroxênios zonados, com a parte central rica em inclusões de magnetita e a parte periférica pobre nessas inclusões, a alteração seja mais intensa na parte periférica. Isto é posto em evidência quando se observa que as estruturas secundárias contínuas que cortam os piroxênios zonados sejam sensivelmente menos espessas e mais raras na parte central desses minerais.

No saprólito amarelo, entre 16 a 19 m de profundidade, os núcleos residuais dos piroxênios desaparecem rapidamente e a microestrutura da rocha se torna extremamente porosa. Enquanto as esmectitas formadas anteriormente se degradam parcialmente num plasma de caulinita e hidróxidos de ferro, a alteração completa do piroxênio residual é para goethita, que invade as estruturas prévias e se fixa sob forma de boxwork, em uma malha que lembra a orientação e a disposição das fraturas e dos planos de clivagem do piroxênio residual. No caso de se tratar de um piroxênio com inclusões de magnetita, estas permanecem em suas posições originais no plasma goethítico (Pr. 1, Foto 4). A aparição de quantidades importantes de goethita ligada, ao menos parcialmente, à degradação da esmectita, é responsável pela mudança de coloração desse nível de saprólito, que passa, assim, do verde ao amarelo.

No nível laterítico vermelho-amarelado, acima de 16 m de profundidade, a totalidade dos piroxênios já desapareceu, as esmectitas estão totalmente degradadas e o que se observa é uma estrutura muito porosa, constituída essencialmente por um pouco de caulinita e muito hidróxido de ferro, mais ou menos bem cristalizado. As texturas originais se apagam progressivamente e apenas a disposição e a repartição dos minerais pouco alteráveis, como a magnetita, ou dos minerais facilmente reconhecíveis, como a vermiculita, pseudomorfizada pela caulinita, permitem afirmar que a estrutura geral da rocha original é mais ou menos conservada (alteração isovolume) até em torno de 5 m de profundidade.

Acima disso até a superfície, apenas alguns pseudomorfos isolados, quebrados e incompletos, lembram a textura petrográfica original. É o domínio da pedoturbação e da atividade biológica. É também o domínio do remanejamento e do coluvionamento, responsáveis pela presença de numerosos grãos de quartzo observados no nível superior e cuja origem alóctone é evidente.

Olivina - A olivina, sempre alterada, só aparece no perfil entre 20 e 15 m de profundidade em consequência da heterogeneidade da rocha original. Este é um nível relativamente elevado do perfil, no qual os minerais menos alteráveis que aquele mineral já estão quase totalmente alterados. Nestas condições, a olivina fresca, mesmo sob forma de núcleos residuais, não foi observada neste perfil.

Transformada anteriormente em "iddingsita", às vezes associada a um pouco de serpentina, os núcleos residuais eventuais foram, quando da alteração supérgena, totalmente alterados em esmectita verde, provavelmente nontronítica. A

“iddingsita”, relativamente estável neste nível de alteração superficial, degrada-se lentamente em hidróxidos de ferro formando manchas contínuas, não porosas, orientadas, muito diferentes das pseudomorfoses ferruginosas formadas pela alteração dos piroxênios vizinhos. Fragmentos esparsos de “iddingsita” são encontrados até no nível superior do perfil em associação com as palhetas de vermiculita degradada e com os grãos de quartzo.

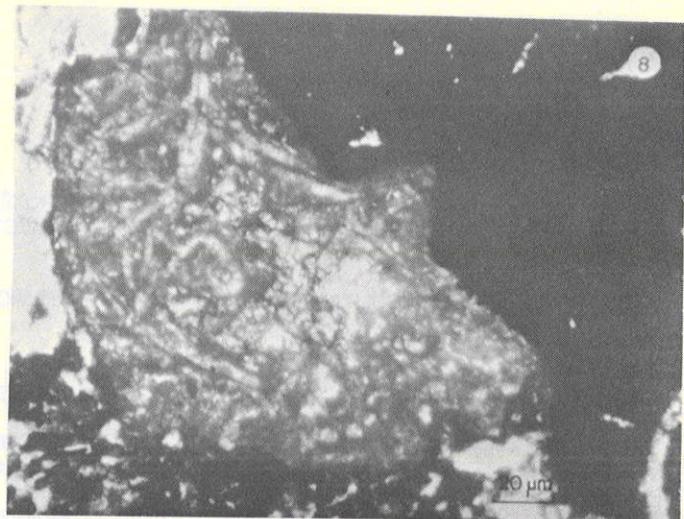
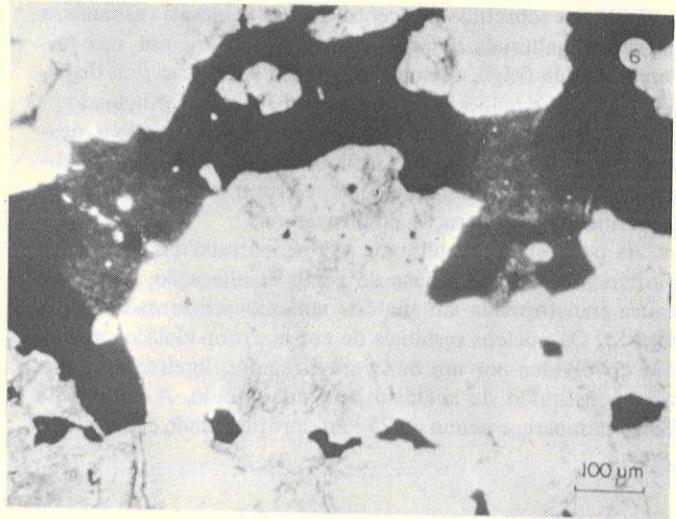
As esmectitas formadas à custa da olivina têm o mesmo destino daquelas originadas dos piroxênios: degradação em caulinita com exsolução de hidróxidos de ferro.

Flogopita – Nas rochas frescas dos afloramentos, a flogopita é rara e se apresenta como conjunto de cristais amebóides entre os grãos de piroxênio, da mesma forma que a magnetita. Nas rochas do perfil alterado, a flogopita é muito mais abundante ocupando a mesma posição. No nível inferior da alterita, é relativamente freqüente e está sempre parcialmente alterada em vermiculita, sob forma de acumulações micáceas irregulares, curvadas e fraturadas. Vermiculita de menor tamanho aparece

freqüentemente nas juntas abertas entre os piroxênios ou nas fraturas que os atravessam.

A transformação supérgena da vermiculita se faz segundo duas vias diferentes. Desde o saprólito verde, aparecem associadas à vermiculita, ou eventualmente à flogopita residual, pequenas manchas de esmectitas verdes, não orientadas em concordância com as folhas originais e muito semelhantes àquelas que se desenvolvem ao mesmo tempo a partir dos piroxênios. Na parte superior deste nível, e sobretudo no nível de saprólito amarelo, a esmectita neoformada começa a se degradar da mesma maneira que as esmectitas provenientes dos piroxênios. A partir da vermiculita residual, desenvolve-se caulinita entre suas lamelas formando pacotes de espessuras variáveis (Pr. 2, Foto 5). A caulinita, incolor e límpida, em contraste com a vermiculita fortemente colorida, é marcada pela presença de numerosas inclusões cinzentas, quase opacas, que lembram inclusões de minerais titaníferos.

No nível de laterita, a caulinita de degradação das micas é cada vez mais abundante, embora persistam relíquias de vermiculita inalterada ou colorida pelos hidróxidos de ferro. Es-



Prancha 2. Fotomicrografias. 5. Alteração da flogopita em caulinita. Nicóis paralelos. 6. Magnetita (preto) e perovskita (cinza) na rocha fresca. Nicóis paralelos. 7. Perovskita alterada em leucoxênio envolvendo a magnetita. Nicóis paralelos. 8. Perovskita alterada em leucoxênio e anatásio. Nicóis paralelos.

sas relíquias se encontram também ao nível superior atingido pelo coluvionamento, associadas à caulinita e a fragmentos de "iddingsita" e quartzo.

Associação magnetita-perovskita – A magnetita e perovskita estão quase sempre associadas nas rochas estudadas. A perovskita, entretanto, não aparece senão quando a quantidade de magnetita da rocha ultrapassa 8% do volume. Os dois minerais, totalmente xenomorfos, de formas amebóides, situam-se sempre entre os cristais de piroxênio e/ou de flogopita (Pr. 2, Foto 6). O limite interno entre os dois minerais associados é nítido e, em casos em que a associação é mais complexa, a perovskita se concentra de preferência na parte externa da associação, mais diretamente em contato com os silicatos (Pr. 2, Foto 7).

A magnetita encontra-se também isolada sob forma de inclusões finamente prismáticas ou aciculares seguindo os planos de clivagem da parte central dos piroxênios zonados.

A alteração por oxidação e hidratação da magnetita é dificilmente observável ao microscópio óptico de transmissão por causa da opacidade da magnetita e dos minerais neoforados. Entretanto, com luz condensada, é possível observar a transformação parcial da magnetita em hematita a partir do nível de laterita vermelha. No nível superior remanejado, onde se observam sobretudo concentrações de minerais residuais, a magnetita inalterada domina novamente; a hematita, mecanicamente mais frágil, dissocia-se de seu suporte e fica distribuída em grãos muito finos no fundo matricial avermelhado.

As inclusões de magnetita desaparecem mais cedo e, desde o início da alteração dos jacupiranguitos, elas não são observadas, senão raramente, nas estruturas das esmectitas neoforadas por alteração do piroxênio.

A perovskita não alterada só é encontrada nas rochas dos afloramentos. Desde a base do perfil de alteração, ela se encontra transformada em anatásio amarelo-acinzentado (Pr. 2, Foto 8). Os núcleos residuais de cor marrom-violácea aparecem envolvidos por um boxwork irregular, ligeiramente poroso, constituído de anatásio bem cristalizado. A perovskita fresca desaparece acima de 25 m de profundidade enquanto as

pseudomorfoses de anatásio se mantêm intactas até o nível superior da alterita e mesmo no nível remanejado. Neste, os minerais titaníferos de origem secundária podem concentrar-se por acumulação relativa, dada sua marcada inalterabilidade. Ainda neste nível, ao lado das pseudomorfoses em boxwork com anatásio bem cristalizado estão misturadas com manchas irregulares de anatásio criptocristalino branco-acinzentado, praticamente opaco, cuja origem deve ser alóctone ao perfil de alteração, já que elas não estão presentes nos níveis autóctones da alterita subjacente.

A figura 4 resume as relações de filiação entre os minerais primários e secundários.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O estudo micromorfológico dos diferentes estágios de alteração do jacupiranguito permitiu evidenciar a transformação de uma assembléia mineralógica primária afetada por transformações hipógenas numa assembléia essencialmente secundária, gerada pelos agentes do intemperismo, em que o único mineral primário que permanece residualmente é a magnetita. A alteração supérgena dos silicatos hipógenos (titanoaugita, vermiculita e olivina) levou à formação de argilas 2:1, que acabaram por se degradar em caulinita e goethita, caracterizando, assim, uma evolução de tipo laterítica. Evolução semelhante de piroxênios, sob clima tropical, foi descrita em Carajás (Bernardelli et al. 1983), Costa do Marfim (Nahom et al. 1982), Barro Alto (Trescases & Oliveira 1981) e Niquelândia (Oliveira & Trescases 1982, Colin et al. 1985), no caso de ortopiroxênios, e em Santa Fé (Oliveira 1980), no caso de diopsídio. Kimpe et al. (1987) mostraram que a evolução de augitas sob clima temperado também se dá no sentido da formação de esmectitas, mas, ao contrário do que acontece em condições climáticas mais agressivas, esses minerais não se degradam constituindo o principal componente dos solos.

A transformação da perovskita em anatásio e a neoformação de minerais de titânio a partir da titanoaugita são, neste caso, os mecanismos responsáveis pela concentração supérgena deste elemento.

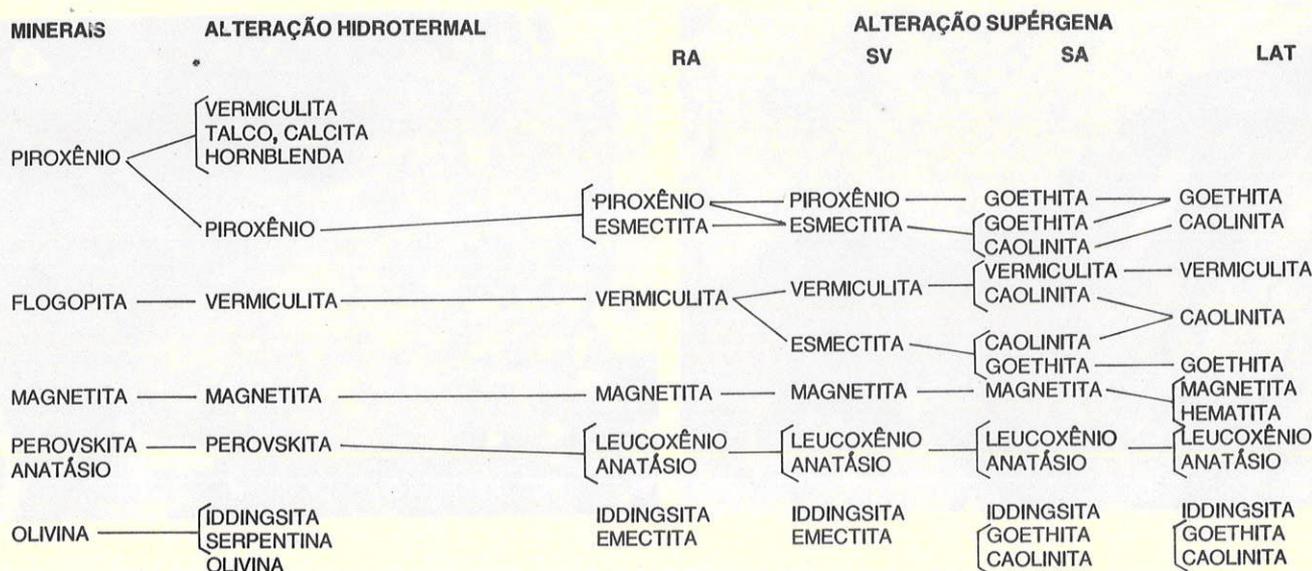


Figura 4 - Filiações mineralógicas (RA = rocha alterada, SV = saprólito verde, SA = saprólito amarelo, LAT = laterita)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BERNARDELLI, A.; MELFI, A.J.; OLIVEIRA, S.M.B. de; TRES-
CASES, J.J. 1983. The Carajás nickel deposits. In: INT. SEM.
LAT. PROC. 2, São Paulo, 1982. *Proceed...* São Paulo, IGCP-
129 and IAGC. p. 107-118.

COLIN, F.; NOACK, Y.; TRESCASES, J.J.; NAHON, D. 1985.
L'altération latéritique débutante des pyroxénites de Jacuba, Ni-
quelândia, Brésil. *Clay Min.*, 20:93-113.

KIMPE, C. de; DEJOU, J.; CHEVALIER, Y. 1987. Évolution géochi-
mique superficielle des pyroxénites ignées du Mont Saint-Bruno,
Québec. *Can. J. Earth Sc.*, 24:760-770.

MELCHER, G.C. 1954. Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga,
Estado de São Paulo. DNPM/DGM. 20 p. (Notas Preliminares,
84).

NAHON, D.; PAQUET, H.; DELVIGNE, J. 1982. Lateritic weather-
ing of ultramafic rocks and concentration of nickel in Western
Ivory Coast. *Econ. Geol.*, 77:1159-1175.

OLIVEIRA, S.M.B. de. 1980. *Alteração intempérica das rochas ultra-
básicas de Santa Fé (GO) e gênese do depósito níquelífero*. São
Paulo, 216 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências
da USP).

OLIVEIRA, S.M.B. de & TRESCASES, J.J. 1982. Estudo mineraló-
gico e geoquímico da laterita níquelífera de Niquelândia, GO. In:
CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador,
SBG. v. 3, p. 1183-1190.

OLIVEIRA, S.M.B. de & TRESCASES, J.J. 1985. O depósito de ní-
quel de Jacupiranga (SP): evolução mineralógica e geoquímica.
Rev. Bras. Geoc. 15(3):249-254.

OLIVEIRA, S.M.B. de; MELFI, A.J.; CARVALHO, A.; FRIE-
DRICH, G.; MARKER, A.; KANIG, M. 1987. Evolução geoquí-
mica supergênica do maciço alcalino de Jacupiranga (SP). In:
CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. *Breves Comuni-
cações*, Porto Alegre, SBGq.

TRESCASES, J.J.; OLIVEIRA, S.M.B. de. 1981. A jazida de níquel
de Barro Alto. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia,
1981. *Atas...* Goiânia, SBG, p. 519-538.

MANUSCRITO 493

Recebido em 11 de setembro de 1987

Revisão aceita em 18 de dezembro de 1987

Creio que uma educação de verdade, e fiel à verdade, não pode deixar de promover e liderar, a curto ou longo prazo, uma mudança da socie-
dade, tendo em vista o atendimento das suas reais necessidades.

Paul Arbousse-Bastide, 1984, *O que o Brasil me ensinou*. (Aula Magna proferida na USP).

TENTACULITES ITACURUBIENSIS *n.sp.*, DOS DEPÓSITOS REGRESSIVOS DO PARAGUAI ORIENTAL, SILURIANO INFERIOR DA BACIA DO PARANÁ*

JOSÉ HENRIQUE GODOY CIGUEL**

ABSTRACT *TENTACULITES ITACURUBIENSIS n.sp.* OF REGRESSIVE DEPOSITS FROM THE EASTERN PARAGUAY, LOWER SILURIAN OF THE PARANA BASIN. Paraguayan tentaculitids from the Cariay Formation, the uppermost unit of the Itacurubi Group, eastern Paraguay, have been previously assigned to *T. crotalinus*, *T. jaculus*, *T. stubeli*, and *T. trombetensis*. However, on the basis of the analysis of ring ornamentation, heterotransversal rings, growth angle, ornamentation, and size of the external shell molds, it is possible to place them within a distinct new species *Tentaculites itacurubiensis*. Evidence for a probable late Ordovician through Early Silurian age range is provided by faunal data from the Itacurubi Group. These data include *Climacograptus inootatus brasiliensis*, *Diplograptus modestus*, *Monograptus gregarius*, and *Arthropycus alleghaniensis* besides homology of Paraguay trilobites to *Eohomalonotus*, and close biogeographic affinity of the associated fauna to the Silurian Malvinokaffric Realm. The stratigraphic position of the fossiliferous beds is also consistent with the chronostratigraphy suggested by the fossil assemblage. The Paraguayan tentaculitids clearly differ from those found in Devonian strata outcropping on the eastern flank of the Paraná Basin. The above mentioned morphological features of the shell closely resemble those of forms occurring worldwide in the Ordovician and Silurian. *T. itacurubiensis n.sp.* occurs in the *Monograptus gregarius* zone, of Llandoveryan age. Thus, the presence of *T. itacurubiensis n.sp.* in the Paraná Basin and *T. trombetensis* CLARKE, 1899 in the Amazon Basin is suggestive of the downward extension of the range of the Order Tentaculitida in South America to the Llandoveryan (Early Silurian).

INTRODUÇÃO A fauna do Grupo Itacurubi, ocorrente no leste do Paraguai, é bastante diversificada. A associação de graptozoários com icnofósseis e o caráter primitivo dos invertebrados marinhos têm posicionado essa unidade no Siluriano, conforme Harrington (1950), Turner (1960) ou Wolfart (1961).

Os tentaculítídeos do Grupo Itacurubi foram descritos e figurados por Harrington (1950), Wolfart (1961) e Putzer (1962). Beder & Windhausen (1918) e Harrington (1956, 1972) referem-se à presença desses fósseis coniformes com breve descrição. Esses autores relataram a ocorrência de *Tentaculites crotalinus*, *Tentaculites jaculus*, *Tentaculites stubeli* e *Tentaculites trombetensis*. No entanto, essas quatro espécies são distintas dos tentaculítídeos paraguaios, que não comportam nenhuma dessas denominações específicas.

Harrington (1972) sugere uma possível distinção morfológica dos tentaculítídeos paraguaios, denominado-os *Tentaculites sp. indet.aff. Tentaculites crotalinus* SALTER e *Tentaculites sp. indet.* (= *Tentaculites trombetensis* WOLFART, non CLARKE, partim), ocorrentes nos afloramentos de Cariay Loma e Posta Primavera. Em Cerro Aparipi, menciona a presença de *Tentaculites sp. nov.* (= *Tentaculites trombetensis* WOLFART, non CLARKE partim). Beder & Windhausen (1918) como ocorrendo *Tentaculites crotalinus* em Arroyo Esteros; para Wolfart (1961) tem-se *Tentaculites trombetensis* em São José, Itauguá e Arroio Esteros. Putzer (1962) menciona a presença de *Tentaculites trombetensis* em Santa Rosa e Posta Primavera.

CONTEXTO GEOLÓGICO Em 1950, Harrington descreve duas seqüências sedimentares no leste do Paraguai sob a

denominação "Série Caacupé" e "Série Itacurubi". Posteriormente (Harrington 1956), modifica as denominações atribuindo-lhes a categoria de grupo.

O que se verifica quanto ao Eopaleozóico paraguaio, em particular no flanco oeste da bacia, é um posicionamento cro-noestratigráfico contraditório dos grupos Caacupé e, em especial, Itacurubi, que corresponde às formações Eusebio Ayala, Vargas Peña e Cariay. Clérice (1986) discute a litoestratigrafia dessas unidades com ampla abordagem de seus depósitos.

MATERIAL FOSSILÍFERO, PROCEDÊNCIA E MÉTODOS

Os tentaculítídeos ocorrem em arenitos finos a médios, micáceos, de coloração avermelhada, da Formação Cariay. O material fossilífero é procedente do flanco ocidental da Bacia do Paraná (fig. 1), Paraguai oriental.

Os *Tentaculites* estão preservados como moldes externos, e raramente internos, nos folhelhos Vargas Peña e nos arenitos Cariay. A figura 2 refere-se ao local da coleta dos tentaculítídeos. Os espécimes foram analisados com auxílio de lupa binocular sob diversos aumentos.

DESCRIÇÃO PALEONTOLÓGICA Classificação

Ciguel et al. (1984) adotam a sistemática de Lardeux (1969), que considera a classe subdividida em três ordens: *Tentaculitida* LJASCHENKO, 1955, *Homoctenida* BOUCEK, 1964, e *Dacryoconarida* FISHER, 1962.

Filo Mollusca

Classe Tentaculitoidea LJASCHENKO, 1957

Ordem Tentaculitida LJASCHENKO, 1955

Família Tentaculitidae WALCOTT, 1886

Gênero *Tentaculites* SCHLOTHEIM, 1820

* Contribuição ao Projeto Nº 193: Siluro-Devonian of Latin American do International Geological Correlation Programme (I.G.C.P.-Unesco), apresentado em Tacuarembó (Uruguai) durante a IV Reunião Internacional do projeto

** Pós-graduando em Geologia Sedimentar e bolsista da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Caixa Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP, Brasil



COBERTURA SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ.
 Procedência dos Tentaculitídeos.

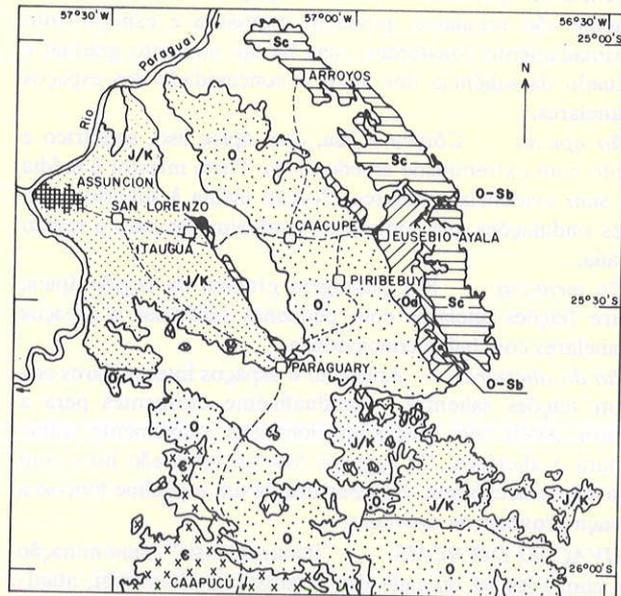
Figura 1 - Localização dos depósitos do Eopaleozóico no Paraguai oriental, ressaltando a área de coleta do material fóssilífero, na porção ocidental da Bacia do Paraná. Modificado de Northfleet et al. (1969)

Os tentaculitídeos provenientes do Paraguai possuem afinidade com a Família Tentaculitidae, que tem como espécie-tipo *Tentaculites scalaris* SCHLOTHEIM, 1820, cuja diagnose do gênero é transcrita a partir de Lardeux (1969).

Diagnose do gênero *Tentaculites* Concha cônica, reta ou suavemente encurvada na região apical, comprimento médio de 15 a 30 mm. Ornamentada com anéis regularmente desenvolvidos, relativamente espaçados da região mediana à abertura, aumentando progressivamente de tamanho. A partir de uma distância variável do ápice, os anéis são muito mais estreitos, com formato geralmente lamelar, recobrendo uma maior superfície dos espaços interanelares do que aquelas dos anéis mais espessos da região posterior. A região apical é dividida por paredes formando câmaras (meia dúzia em média), ou inteiramente obstruída por secreções calcárias. A superfície da concha é lisa na região apical e ligeiramente ondulada nas regiões mediana e da abertura. A câmara inicial é cônica, com extremidade apical afunilada e abrupta. Concha com estrutura microlamelar não perfurada.

Tentaculites itacurubiensis n. sp.
 Prancha 1 (Fotos a - f)

- 1918 *Tentaculites crotalinus* BEDER & WINDHAUSEN (non SALTER 1856) Bol. Acad. Nac. Cienc. Cord.; v. 23; p. 259.
- 1950 *Tentaculites crotalinus* HARRINGTON (non SALTER 1856) Fac. Cienc. Exact. Contr. Cienc.; v. 1; p.70; est. 2; fig. 4.
- 1956 *Tentaculites crotalinus* HARRINGTON (non SALTER 1856) Mem. Geol. Soc. America; v. 65; p. 107.
- 1956 *Tentaculites jaculus* HARRINGTON (non CLARKE 1913) Mem. Geol. Soc. America; v. 65; p. 107.
- 1961 *Tentaculites stubeli* WOLFART (non CLARKE 1899) Geol. Jahrb.; v. 78; p. 57; est. 7; figs. 6-7.
- 1961 *Tentaculites trombetensis* WOLFART (non CLARKE 1899) Geol. Jahrb.; v. 78; p. 68; est. 3; figs. 7-8.
- 1962 *Tentaculites crotalinus* PUTZER (non SALTER 1856) Geol. Erde; p. 61.
- 1962 *Tentaculites jaculus* PUTZER (non CLARKE 1913) Geo. Erde; p. 61.



LEGENDA

- Procedência de *Tentaculites itacurubiensis* n. sp.
- J/K Rochas sedimentares e intrusivas pós-ITACURUBI.
- Sc } GRUPO ITACURUBI (Siluriano-Ordoviciano)
- O-Sb } (Siluriano-Ordoviciano)
- Oa } (Siluriano-Ordoviciano)
- O } GRUPO CAACUPE (Ordoviciano)
- Tobati } (Ordoviciano)
- Cerro Jhú } (Ordoviciano)
- Paraguay } (Ordoviciano)
- X Rochas ígneas e metamórficas pré-CAACUPE.

Figura 2 - Situação do Grupo Itacurubi nas proximidades de Assunção. Os tentaculitídeos são provenientes da Formação Cariay. Mapa base no Mapa Geológico do Paraguai, apresentado na III Reunião Internacional do Projeto nº 193, Siluriano-Devoniano da América Latina, ocorrida em Assunção, Paraguai. Legenda com modificações.

- 1962 *Tentaculites stubeli* PUTZER (non CLARKE 1899)
Geol. Erde; p. 60; est. 1; fig. 9.
- 1962 *Tentaculites trombetensis* PUTZER (non CLARKE 1899)
Geol. Erde; p. 53; est. 2; fig. 9.
- 1972 *Tentaculites* sp. indet. (aff. *T. crotalinus* SALTER),
HARRINGTON Geol. Soc. Amer., Spc. Pap.;
v. 133; p. 44.
- 1972 *Tentaculites* sp. indet. (= *T. trombetensis* WOLFART,
non CLARKE, partim) HARRINGTON Geol.
Soc. Amer., Spc. Pap.; v. 133; p. 44.
- 1972 *Tentaculites* sp. indet. (= *T. trombetensis* WOLFART,
non CLARKE, partim) HARRINGTON Geol.
Soc. Amer., Spc. Pap.; v. 133; p. 44.

HOLÓTIPO: Prancha 1, (Foto a), espécime GP/IT - 1441-D

DIAGNOSE: Concha coniforme, com região apical lisa; ápice liso, simétrico e abrupto com extremidade arredondada. Concha anelada da região mediana à abertura, anéis e espaços interanelares regulares e com crescimento gradual e acentuado da saliência anelar. Anéis com cristas arredondadas e espaços interanelares lisos.

DESCRIÇÃO: Concha coniforme, anelada apenas a partir da região mediana até a abertura, onde se tem a possível ocorrência de opérculo. Os anéis e espaços interanelares normalmente são regulares; possuem espessura e espaçamento aproximadamente constantes, mas há um aumento gradual e acentuado da saliência dos anéis e concavidade dos espaços interanelares.

Região apical: Cônica e lisa, com ápice liso, simétrico e abrupto com extremidade arredondada. Parte inferior à média lisas, sem evidências anelares. Porção média à superior com suaves ondulações que aumentam gradualmente para a região mediana.

Região mediana: Por passagem gradual da região apical adquire feições anelares com pequenas saliências e espaços interanelares com baixa concavidade.

Região da abertura: Anelação e espaços interanelares adquirem feições salientes e gradualmente crescentes para a abertura. Anéis com cristas arredondadas, suavemente voltadas para a abertura. Os espaços interanelares são lisos com concavidade acentuada. Na abertura de um espécime tem-se a presença provável de opérculo.

DERIVAÇÃO DO NOME: "itacurubiensis", denominação dada com base na unidade litoestratigráfica Itacurubi, atualmente na categoria de grupo e sobreposta ao Grupo Caacupé.

MEDIDAS: Os espécimes analisados possuem comprimento menor que 10 mm, com número de anéis variável para tentaculitídeos do mesmo tamanho. O ângulo apical varia de 5,5° a 10°, evidenciando diferentes graus de compactação ou diferentes estágios de desenvolvimento ontogenético.

COMPARAÇÃO: Os tentaculitídeos mencionados na literatura paleontológica do Eopaleozóico como ocorrentes no Paraguai têm sido denominados *T. crotalinus*, *T. jaculus*, *T. trombetensis* e *T. stubeli*.

Tentaculites itacurubiensis difere de *T. crotalinus* SALTER, 1856 emend. Ciguel *et al.* (1984), por apresentar a região apical lisa; anéis com cristas arredondadas; proeminência anelar saliente; espessura anelar e espaçamento interanelar constante; ângulo apical maior; e menor tamanho médio.

Tentaculites itacurubiensis possui afinidades morfológicas com *Tentaculites trombetensis* CLARKE, 1899. Espécimes de *T. trombetensis*, da Formação Trombetas, Siluriano da Bacia Amazonas, foram colocados à disposição do autor pelo Prof. Dr. C.S. Ferreira do Museu Nacional, Rio de Janeiro. A

análise desses fósseis revelou feições anelares e interanelares menos salientes que *T. itacurubiensis*. As duas espécies possuem afinidades genéricas, diferindo a nível específico, pela presença da região apical lisa no tentaculitídeo paraguaio.

Tentaculites itacurubiensis difere de *T. stubeli* CLARKE 1899 por possuir anelação perpendicular ao eixo axial da concha, regularidade e saliência anelar.

Difere de *T. jaculus* CLARKE, 1913, segundo Ciguel *et al.* 1984, por apresentar anéis e espaços interanelares mais espessos e regulares; anelação saliente com espaços; e concavidade acentuada.

Difere de *Tentaculites* sp. 1 (Ciguel *et al.* 1984) por apresentar concha lisa na região apical; anéis com cristas arredondadas; saliência anelar proeminente; espessura anelar e espaçamento aumentando tênue e regularmente para a porção posterior da concha.

Difere de *Tentaculites* sp. 2 (Ciguel *et al.* 1984) por possuir região apical lisa e anéis com cristas arredondadas.

Difere de *T. eldredgianus* (HARTT & RATHBUN), in Clarke 1899, pelo tipo de ornamentação anelar e região apical lisa.

Difere de *T. oseryi* CLARKE (1899) por apresentar anéis salientes e regulares com espessura e espaçamento interanelar tenuamente crescentes da região mediana à abertura.

Difere de *T. antarcticus* (FISCHER), in Doumani *et al.* 1965, pela presença de anéis com cristas arredondadas; maior saliência anelar e espaços interanelares; menor número de anéis e maior ângulo apical.

Tentaculites itacurubiensis difere ainda dos seguintes tentaculitídeos: de *T. bairdi* REED (1908) e *T. desuetus* REED (1925) pela ausência de estrias longitudinais; de *T. canadensis* (AMI), *apud* McLearn (1924), por apresentar anéis salientes e espaços interanelares com alta concavidade; *T. cartieri* CLARKE (1907) por apresentar região apical lisa e saliência anelar; de *T. semilukianus* (LJASCHENKO), *apud* Hajłasz *et al.* 1978, pela região apical lisa e regularidade nas regiões mediana e da abertura; de *T. gyrocanthus* (EATON), *apud* Hajłasz (1974), por apresentar espaço interanelar liso, anéis e espaços interanelares regulares com aumento de saliência para a abertura; de *T. scalaris* (SCHLOTHEIN), *apud* Lardeux 1969, por apresentar a região apical lisa.

Tentaculites cf. *t. itacurubiensis* ilustrado na figura 4, foto g, difere de *T. itacurubiensis* devido à presença de anéis com espessura crescendo irregularmente a partir da região apical; espaçamento interanelar variável e irregular; e ângulo apical mais acentuado.

LOCALIDADE: As amostras contendo os tentaculitídeos foram coletados entre as latitudes de 25° e 25°30'S e longitudes 57°30' e 57°W, no município de Itauguá. O afloramento denominado Cantera de Itauguá situa-se a aproximadamente 2 Km da cidade homônima.

POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA: Os *Tentaculites* paraguaios ocorrem na Formação Cariay (Fig. 3), representada por arenitos, e na Formação Vargas Peña, por folhelhos. Essas unidades pertencem ao Grupo Itacurubi juntamente com a Formação Eusebio Ayala.

MATERIAL ESTUDADO E REPOSITÓRIO: As amostras contendo cerca de uma centena de espécimes receberam os números GP/LT-1441 A-H; 1442; 1443; 1444; 1445; 1446 A-B; 1447 A-E; e 1448, e estão depositadas no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil.

DISCUSSÃO: As unidades litoestratigráficas paraguaias que apresentam *Climacograptus innotatus brasiliensis*, *Diplo-*

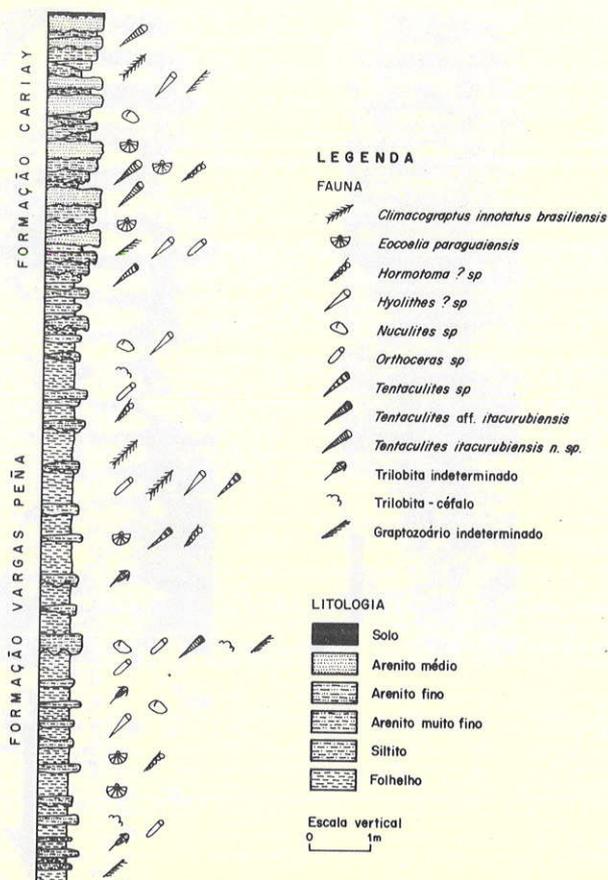


Figura 3 - Seção litoestratigráfica com a distribuição da tafo-cenose observada na Cantera Itauguá. Exposição das formações do topo do Grupo Itacurubi, exibindo contato transicional.

graptus modestus ou *Arthropycus alleghaniensis*, como componentes da fauna, têm sido consideradas como de idade siluriana, possivelmente Llandoveryano (Siluriano Inferior). No Brasil, as formações Trombetas e Vila Maria, e no Paraguai as formações Eusebio Ayala, Vargas Peña e Cariay têm sido correlacionadas com base em seu conteúdo fossilífero ou icnofossilífero. Turner (1960) identifica a presença de *Diplograptus modestus* LAPWORTH e *Climacograptus innotatus brasiliensis* RUEDEMANN nos folhelhos Vargas Peña e arenitos Cariay, e concorda com a idade eollandoveryana (Valentiano) aventada por Harrington (1950). Ruedemann (1929), com base em *C. innotatus brasiliensis*, correlaciona a Formação Trombetas com o Andar Medinano, tal como Derby (1878), que se baseia na presença de *Arthropycus alleghaniensis*. Clarke (1899), interpreta este icnofóssil e demais elementos da fauna da localidade-tipo da Formação Trombetas da seguinte forma: seis não indicam idade, oito indicariam a idade neo-ordoviciana e nove caracterizariam uma fauna siluriana, com duas ocorrendo no Andar Medinano, três no Clintoniano e quatro no Niagarano. Para esse autor, e também Derby (1878), a Formação Trombetas possui idade eollandoveryana. Para Lange (1967), essa formação, em sua porção basal, poderia ser mais antiga.

Wolfart (1961) considera a idade eollandoveryana para o

Grupo Itacurubi, com base na ocorrência de *Arthropycus alleghaniensis* e *C. innotatus brasiliensis*, além de correlacioná-la com a Formação Trombetas. Burjack & Popp (1981) consideram a mesma idade para a Formação Vila Maria devido a ocorrência da referida icnoespécie.

Jackson & Lens (1962) mencionam a presença de *Climacograptus innotatus*, relacionado à subespécie *brasiliensis*, no Ordoviciano Superior (Ashgilliano) dos estratos canadenses das Montanhas Ogilvie. Ruedemann (1947) descreve duas subespécies de *C. innotatus* para o Ordoviciano Superior da América do Norte (EUA). Segundo Lange (1972), a presença de *C. innotatus brasiliensis* no Paraguai, associado a outras espécies, indica a idade eollandoveryana, até para a porção basal da Formação Trombetas. Na América do Norte ocorrem subespécies de *C. innotatus* no Ordoviciano Superior, enquanto nas Ilhas Britânicas ocorrem em camadas do Llandoveryano Inferior.

Baldis & Hansen (1980), com base na homologia entre os trilobitas paraguaios a *Eohomalonotus*, ocorrente na pré-cordilheira da Argentina, aventam a idade neo-ordoviciana (Ashgilliano) para a Formação Cariay. Esta pode atingir o Ordoviciano Médio (Llanvirniano), pois sua fauna de trilobitas já apresenta as primeiras características austrais, uma vez que essa diferenciação teria ocorrido a partir do Llanvirniano.

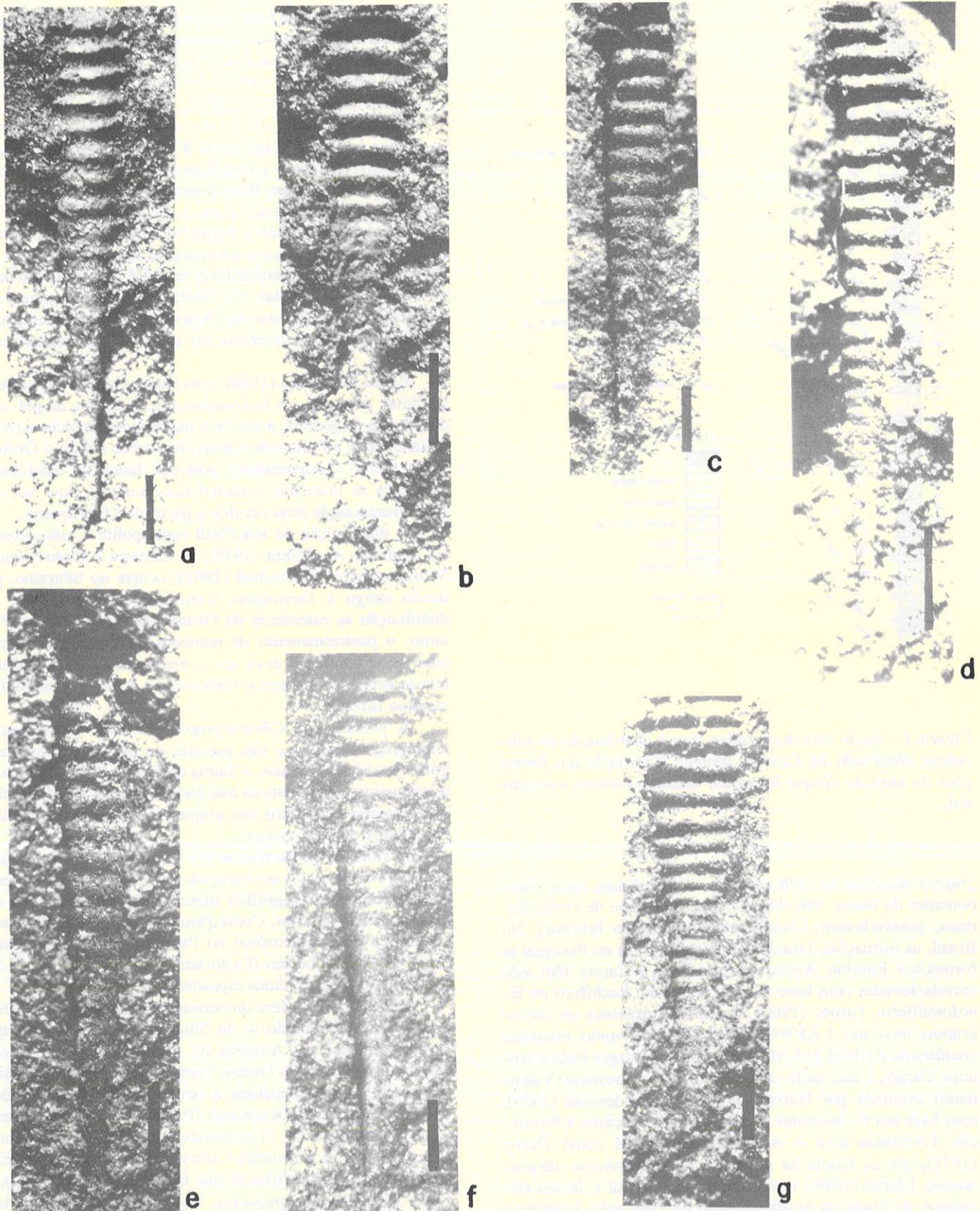
A distribuição do icnofóssil cosmopolita *A. alleghaniensis*, segundo Aceñolaza (1978), se dá entre o Ordoviciano e Siluriano; para Häntzschell (1962), ocorre no Siluriano, podendo atingir o Devoniano. Conforme Borello (1966), sua distribuição se estenderia do Ordoviciano ao Siluriano. Portanto, o posicionamento de unidades litoestratigráficas com base nesse icnofóssil deve ser cauteloso, visto que sua distribuição está situada entre o Ordoviciano e provavelmente Devoniano Inferior.

A presença de *Climacograptus innotatus brasiliensis* e *Diplograptus modestus* não permite um posicionamento categórico no Llandoveryano. A fauna do Grupo Itacurubi já exibe as primeiras características malvinocáfricas do Siluriano, além de o registro fossilífero dos graptozoários a nível mundial se dar a partir do Ordoviciano.

A situação geotectônica dos sedimentos pós-ordovicianos e pré-devonianos no Paraguai assim como seu posicionamento tectono-estratigráfico sugerem idade mais recente que o Ordoviciano Inferior. Conseqüentemente, os depósitos pericratônicos do Eopaleozóico no Paraguai oriental são posteriores ao Tremadociano (Ordoviciano Inferior), pois não foram afetados pelos últimos espasmos do Ciclo Brasileiro.

Fisher (1962) refere duvidosamente a Família Tentaculitidae como distribuindo-se do Siluriano ao Devoniano Superior (Frasniano), na América do Sul. Lardeux (1969), com base na distribuição da Ordem Tentaculitida na Europa, Ásia e África do Norte, menciona a ocorrência de tentaculitídeos entre o Siluriano e Devoniano (Frasniano) e provavelmente Ordoviciano Inferior (Tremadociano). *Tentaculites itacurubiensis* ocorre na Formação Cariay, a qual é incluída por Elles & Wood (1918), modificado por Berry & Boucot (1972), na Zona *Monograptus gregarius*, cuja idade corresponderia à parte inferior do Mesollandoveryano.

CONCLUSÕES: A posição tectono-estratigráfica dos depósitos pericratônicos do Paraguai oriental, associada à presença de *Climacograptus innotatus brasiliensis*, *Diplograptus modestus*, *Monograptus gregarius*, *Arthropycus alleghaniensis*, homologia entre os trilobitas paraguaios e *Eohomalonotus*, e a associação faunística com tendências a Província Malvinocáfrica siluriana permitem avertir uma idade para



Prancha 1- *Tentaculites itacurubiensis* n. sp., ocorrente na Formação Cariay (Grupo Itacurubi), Paraguai oriental. O molde externo dos espécimes é observado em vista frontal, superior, paralelo ao plano de acamamento dos arenitos. Escala = 1 mm. Fotos **a**. Região da abertura apresentando anéis e espaços interanetares lisos. Região mediana com anelação tênue. Espécime com região apical lisa; **b**. Coniconchia, com região apical lisa. Região mediana com ondulações, que adquire feição anelar na região da abertura; **c**. tentaculítídeo, anelado a partir da porção superior da região apical; **d**. tentaculítídeo conforme, anelado a partir da porção superior da região apical. Espaços interanetares lisos; **e**. espécime exibindo baixa saliência anelar; **f**. Coniconchia, anelado a partir da região mediana. Região apical lisa, com ápice simétrico e abrupto; e **g**. *Tentaculites* cf. *Tentaculites itacurubiensis*. Esse coniconchia exibe ângulo apical acentuado e anéis com espessura e distância variável ao longo do eixo da concha

esses depósitos situada do Ordoviciano Médio ao Superior (Grupo Caacupé e base do Grupo Itacurubi) e Siluriano Inferior para o Grupo Itacurubi. Contudo as datações dessas unidades litoestratigráficas e das brasileiras, situadas entre o Ordoviciano e Siluriano com base nesses fósseis e icnofósseis, ou ambos, não devem ser consideradas definitivas.

Das três ordens da Classe Tentaculitoidea, Tentaculitida é representada por espécimes com maior simplicidade da concha, que se distribuem do Ordoviciano ao Devoniano. As ordens Homoctenida e Dacryoconarida possuem conchas com ornamentação complexa e ocorrem predominantemente no Devoniano. *Tentaculites itacurubiensis* caracteriza-se pela simplicidade na ornamentação da concha.

A ocorrência de *T. trombetensis* CLARKE, 1899 e *T. itacurubiensis* n. sp. na Formação Cariay permite estender, de forma efetiva, a distribuição estratigráfica da Ordem Tentaculitida ao Llandoveryano, na América do Sul.

O posicionamento cronoestratigráfico do Grupo Caacupé está diretamente relacionado ao Grupo Itacurubi. Com base nessas relações, os depósitos do Grupo Caacupé estão situados entre a porção superior do Ordoviciano Inferior e Ordoviciano Médio, interdigitando-se no Ordoviciano Superior com os depósitos do Grupo Itacurubi.

O grupo basal estaria representando um ambiente deposicional transicional entre o marinho e o continental, princi-

palmente sob a influência litorânea. No Grupo Itacurubi, o topo da Formação Eusebio Ayala representaria um ambiente marinho raso, caracterizando regiões litorâneas, onde se tem a presença de icnofósseis do tipo *Skolithos*. A formação sobreposta, Vargas Peña, com sua típica fauna marinha, representaria o maior evento transgressivo do Paraguai oriental, e a formação Cariay marca a início da regressão, com a fauna marinha desses arenitos constituindo uma tafocenose típica.

Agradecimentos: Ao Dr. J.A. Palmieri (Ministério de la Defensa del Paraguay), Prof. Dr. A. Florentin e Prof. A.D. Romero (Universidad Nacional de Asunción), por facilitarem a realização do presente trabalho. Da Universidade Federal do Paraná (UFPR), aos professores Dra. R.D. Becker, Dr. J.J. Bigarella, Dr. A.V. Bittencourt e Dr. E. Trein, pelo auxílio e sugestões. Do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (IG-USP), aos professores Dr. T.R. Fairchild, pelas críticas e sugestões que visaram a melhoria do Abstract. Aos Drs. S. Petri e O. Rösler pelos comentários, sugestões, esclarecimentos e estímulo. Ao Dr. V.J. Fúlfaro, da Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro (Unesp), pelos comentários. À Dra. A.M.C. Clérice (Piribebuy, Paraguai), pelo auxílio na elaboração das seções estratigráficas. Aos amigos J.R. Góis (Mineração Jorupegi) e R. Rohn (IG-USP) pela colaboração e auxílio. Ao Dr. C. S. Ferreira, Museu Nacional, Rio de Janeiro, a minha admiração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCENOLAZA, F.G. 1978. El Paleozoico inferior da Argentina segun sus trazas fosiles. *Ameghiniana*, Buenos Aires, 15(1/2):15-64.
- BALDIS, B.A.J. & HANSEN, H. 1980. Trilobites dalmanítidos de Paraguay Oriental. In: CONGR. ARGENT. PALEON. Y BIOESTRAT. 2 e CONGR. LATINOAMER. PALEON., 1, Buenos Aires, 1978. *Actas...* Argentina, Assoc. Paleontol. Argent. v. 1, p. 49-67.
- BEDER, R. & WINDHAUSEN, A. 1918. Sobre la presencia del Devónico en la parte media de la República del Paraguay. *Bol. Acad. Nac. Cien.*, Córdoba, 23:255-262.
- BERRY, W.B.N. & BOUCOT, A.J. 1972. Correlation of the south American Silurian rocks. *Geol. Soc. Americ., Spec. Pap.*, Boulder, (133):1-3.
- BORRELLO, A.V. 1966. Las facies de Cruziana en el Ordovicio del norte Argentino. *Ameghiniana*, Buenos Aires, 4(6):185-188.
- BOUCOT, A.J. & CASTER, K.E. 1984. First occurrence of *Scaphio-coelia* (Brachiopoda; Terebratulida) in the early Devonian of the Paraná Basin, Brazil. *J. Paleont.*, Tulsa, 58(6):1354-1359.
- BURJACK, M.I.A. & POPP, M.T.B. 1981. A ocorrência do icnogênero *Arthropycus* no Paleozóico da Bacia do Paraná. *Pesquisas*, Porto Alegre, 14:163-168.
- CIGUEL, J.H.G.; RÖSLER, O.; CAMINERO, D. 1984. Tentaculitoidea da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 2, p. 655-669.
- CLARKE, J.M. 1899. A fauna Siluriana Superior do Rio Trombetas, Estado do Pará, Brazil. *Arch. Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, 10:1-48.
- CLARKE, J.M. 1907. Some New Devonian Fossils. *Bull. New York State Mys.* 107(Geology 12):153-291.
- CLÉRICE, A.M.V.C. 1986. *Reavaliação da Geologia do Paraguai Oriental*. São Paulo (Tese Dout. IGUSP).
- DERBY, O.A. 1878. Contribuição para a Geologia da Região do Baixo Amazonas. *Arch. Mus. Nac.*, Rio de Janeiro, 2:77-104.
- DOUMANI, G.A. et al. 1965. Lower Devonian Fauna of the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica. *Geology and Paleontology of the Antarctic*. *American Geophysical Union*, Columbia, 6(1299):241-274.
- ELLES, G.L. & WOOD, E.M.R. 1918. A monograph of british graptolites. *Paleontographical Soc.*, London, 70:782-839.
- FISHER, D.W. 1962. Small conoidal shells of uncertain affinities In: MOORE, R.C. ed. *Treatise on invertebrate paleontology*. New York, Geol. Soc. Amer. p. 98-143. (Part W, Miscellanea).
- HAJASZ, B. 1974. Tentaculites of the upper Silurian and Lower Devonian of Poland. *Acta Palaeontol. Pol.*, Warszawa. 19(4): 455-500.
- HAJASZ, B.; MASSA, D.; BONNEFOUS, J. 1978. Silurian and Devonian Tentaculites from Libya and Tunisia. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 2(1):1-37.
- HÄNTZCHEL, W. 1962. Trace fossils and problemática. In: MOORE, R.C. ed. *Treatise on invertebrate paleontology*. New York, Geol. Soc. Amer. p. 177-245. (Part W, Miscellanea).
- HARRINGTON, H.J. 1950. Geologia del Paraguay Oriental. *Fac. Cienc. Exact. Contr. Ciênc. Sec. E, Geol.*, Buenos Aires, 1:1-82.
- HARRINGTON, H.J. 1956. Paraguay. *Memoir. Geol. Soc. Am. Boulder*, (65):99-114.
- HARRINGTON, H.J. 1972. Silurian of Paraguay. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, Boulder, (133):41-50.
- JACKSON, D.E. & LENZ, A.C. 1962. Zonation of Ordovician and Silurian graptolites of northern Yukon, Canada. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, Tulsa, 46(1):30-45.
- LANGE, F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da bacia do baixo Amazonas. In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1967. *Atas... Geociências*. v. 1, p. 215-326.
- LANGE, F.W. 1972. Silurian of Brazil. *Geol. Soc. Americ., Spec. Pap.*, Boulder, (133):33-39.
- LARDEUX H. 1969. *Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du nord*. Paris, Cent. Nat. Rech. Sci., 238 p. LII Pranches, (Cahiers de Paléontologie).
- McLEARN, F.H. 1924. Paleontology of the Silurian Rocks of Arisaig, Nova Scotia. *Memoir. Geological Survey of Canada*, Boulder, 137(118):1-180.
- NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tec. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12(3):291-346.

- PUTZER, H. 1962. Geologie von Paraguay. Beitrage zur Regionalen, *Geologie der Erde.*, 2:183 p.
- REED, F.R.C. 1908. Mollusca from the Bokkeveld Beds. *Annals of the South African Museum*, Cape Town, 4(6):245-247.
- REED, F.R.C. 1925. Revision of the fauna of the Bokkeveld Beds. *Annals South African Museum*, Cape Town, 22:27-225.
- RUEDEMANN, R. 1929. Descrição dos graptólitos do Rio Trombetas. Rio de Janeiro, *Mon. Serv. Geol. Min.* p. 20-24. (Mon. 7).
- RUEDEMANN, R. 1947. Graptolites of North America. *Memoir. The Geological Society of America*, Boulder, (19):1-652.

- TURNER, J.C.M. 1960. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, Buenos Aires, 14(1/2):1-180.
- WOLFART, R. 1961. Stratigraphie und fauna des älteren Paläozoikums (Silur, Devon) in Paraguay. *Geologisches Jahrbuch*, Hannover, 78:29-102.

MANUSCRITO 412

Recebido em 12 de dezembro de 1986

Revisão aceita em 17 de dezembro de 1986

NOTÍCIAS

CTC de GEOTECTÔNICA

A Comissão Técnico-Científica de Geotectônica da SBG convida a todos os profissionais atuantes no ramo para se afiliarem a CTC. A Diretora nomeada para o biênio 87/89 pretende realizar uma gestão em que a participação dos afiliados seja a maior possível.

Para tanto, está em estudo a implantação de um "boletim" da CTC, que será o veículo natural de implementação deste objetivo. Sugestões, nesta fase inicial de reorganização da Comissão, serão extremamente bem-vindas. Escreva para:

CTC de Geotectônica da SBG
A/C: EDISON JOSÉ MILANI - Presidente
PETROBRÁS/DEPEX/SENORT
Av. Chile, 65 - 13º Andar
20.035 - Rio de Janeiro - RJ

No aludido "boletim", pensa-se incluir, num frequência semestral, assuntos tais como:

- Eventos em realização no país, relacionados à área;

- Análise de publicações recentes, realizadas por profissionais destacados, a serem convidados;
- Discussão em torno do ensino da Geotectônica e da Geologia Estrutural na graduação de Geologia no Brasil;
- Resumos de artigos técnicos publicados em periódicos internacionais;
- Comentários em torno de afloramentos selecionados em diversos pontos do país, a serem elaborados por profissionais conhecedores da área (fotos e comentários).

DIRETORIA DA CTC - Biênio 87/89

EDSON JOSÉ MILANI - Presidente
PETROBRÁS/Depto. de Exploração

IAN DAVISON - Vice-Presidente
UFBA/Pós-Grad. em Geologia

MARCO AURÉLIO LEMOS LATGÉ
PETROBRÁS/Depto. de Exploração

RESUMOS DE TESES

Teses e dissertações, salvo raras exceções (v.g. INPE), são considerados documentos inéditos, de "edição do autor". Em vista disto, os interessados em obter cópias devem solicitá-las no endereço assinalado em cada resumo ou através do SECOB - Serviço de Comunicação Bibliográfica da SBG, no caso de Resumos assinalados com (SECOB)

SEDIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS TURBIDITOS EOCRETÁCIOS DO MEMBRO GOMO, FORMAÇÃO CANDEIAS, NO COMPARTIMENTO NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA*

CARLOS HENRIQUE LIMA BRUHN

PETROBRÁS/DEPEX/SEIDER - Av. Chile, 65, CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

Os principais objetivos deste estudo incluem o mapeamento dos sítios deposicionais de turbiditos do Membro Gomo, Formação Candeias, no compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo; o reconhecimento das litofácies que os compõem e processos deposicionais associados; a identificação da geometria externa de seus corpos arenosos; a elaboração de um modelo deposicional regional; e a investigação de sua evolução diagenética com ênfase nas modificações do espaço poroso. Três estágios de sedimentação podem ser discriminados para o Membro Gomo, os quais acompanham a intensificação do tectonismo tafrogênico do Andar Rio da Serra Médio (Cretáceo Inferior) e a progressiva subsidência da bacia. O primeiro estágio é marcado por uma expressiva deposição de carbonatos associados com folhelhos, em condições de bacia rasa. A deposição dos arenitos, objeto maior desta pesquisa, está concentrada em um segundo estágio deposicional, quando o tectonismo se acentua e diferenciam-se pronunciados altos estruturais nas margens e no interior da bacia, os quais, ainda expostos, atuaram como importantes fontes de sedimentos. O terceiro estágio é quase que exclusivamente pelítico, representando o maior período deposicional em termos de tempo envolvido e espessura de sedimentos produzida, com os falhamentos atingindo sua maior expressão e a bacia sendo amplamente afogada por águas bastante profundas. Os arenitos do Membro Gomo são compostos por associações preferenciais de fácies, todas produzidas por correntes de turbidez de baixa a alta densidade, porém cada qual constituindo corpos arenosos com geometrias distintas: 1. seqüências T_{AB} de Bouma amalgamadas, localmente truncadas por arenitos maciços; 2. espessas camadas de arenitos, com esparsos nêveis decimétricos de conglomerados polimíticos; 3. intercalação de arenitos com estratificação cruzada de médio porte com seqüências T_{BC} e T_{BCE} de Bouma; 4. seqüências T_{BCE} e T_{BC} de Bouma; e 5. conglomerados intraformacionais decimétricos e seqüências T_{BCE} e T_{CE} de Bouma. As associações de fácies 1 e 4 podem ser adequadamente descritas pelos modelos clássicos de leques gravitacionais subaquosos, representando, respectivamente, o registro de lobos de supra-leque e do leque inferior. A associação de fácies 2 foi depositada em importantes complexos de canais subaquosos com corpo arenoso alongado. A associação de fácies 3 é pobremente descrita na literatura, sendo aqui interpretada como depósitos de pequenos canais associados com diques marginais e depósitos intercanal, os quais ocorrem marginalmente aos complexos de canais mais desenvolvidos da associação de fácies 2. A associação de fácies 5, por sua vez, inclui os diques marginais, depósitos residuais de canais abandonados e depósitos intercanal dos complexos de canais da associação de fácies 2. As principais fases da evolução diagenética dos arenitos do Membro Gomo representam processos desenvolvidos em um amplo intervalo de profundidades (> 3.000 m) e temperaturas ($> 150^{\circ}\text{C}$), sob influência de

transformações ocorridas nos folhelhos e rochas carbonáticas associadas. Incluem basicamente: a) compactação em resposta ao crescente soterramento; b) desenvolvimento de crescimentos secundários de quartzo e feldspatos; c) precipitação de cimento calcífero, que, além de preencher poros intergranulares, substitui parcial ou totalmente grãos do arcabouço; d) geração de porosidade secundária pela dissolução de calcita, grãos de feldspatos e fragmentos líticos contendo feldspatos; e e) redução parcial dessa porosidade secundária pela retomada dos processos de compactação e por um conjunto de cimentos tardios que abrange, entre outros, uma segunda fase de crescimentos secundários de quartzo e feldspatos, clorita, dolomita e anquerita. Análises de regressão linear multivariada indicam que a porosidade e a permeabilidade dos arenitos do Membro Gomo - importantes reservatórios de petróleo da Bacia do Recôncavo - são controlados pela interação de múltiplas variáveis, incluindo atributos diagenéticos (em especial, cimentos de calcita, dolomita/anquerita e crescimentos secundários de quartzo), composicionais (teores de intraclastos e feldspatos no arcabouço) e texturais (matriz silto-argilosa sindeposicional e mediana de tamanho de grãos), bem como a profundidade de soterramento.

TRABALHOS RESULTANTES DA TESE:

- BRUHN, C.H.L. 1986. Análise quantitativa da influência de parâmetros texturais, composicionais e diagenéticos na porosidade e permeabilidade de arenitos-reservatórios. In: SIMP. QUANTIF. GEOC. UNESP, 2, Rio Claro, 1986. *B. Res. Com. Tecn.*, ... Rio Claro p. 20-25.
- BRUHN, C.H.L. 1986. Relações entre a diagênese dos arenitos e transformações nos folhelhos e carbonatos associados - Um exemplo do Membro Gomo/Formação Candeias, Bacia do Recôncavo, BA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais... Goiânia, SGB*, v. 1, p. 80-94.
- BRUHN, C.H.L. 1986. Caracterização geométrica e faciológica dos turbiditos-reservatório do Membro Gomo, Formação Candeias. In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIOS, 2, Rio de Janeiro, 1986, *Anais...* Rio de Janeiro, Petrobrás. p. 54-65.
- BRUHN, C.H.L. 1986. Modelo deposicional dos turbiditos do Membro Gomo, Formação Candeias, no compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo. In: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO, 2, Rio de Janeiro, Petrobrás... Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 66-78.

* Resumo 197 - Dissertação de Mestrado - Dezembro de 1985 - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. (SECOB)

ESTUDO PETROLÓGICO DOS RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIUBA, NO CAMPO DE FURADO, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS*

ANDRÉ PAULO BECKER

PETROBRÁS/DEXBA – CEP 40000, Salvador, BA, Brasil

O presente trabalho representa o estudo petrográfico das zonas-reservatórios Bit 9A, 11C e 11E da Formação Barra de Itiúba, na área central do Campo Furado, Bacia Sergipe-Alagoas. Os reservatórios compreendem arenitos arcoseanos depositados em sistema deltaico, barras de embocadura discretas, diques marginais delgados e os depósitos de preenchimento de bafa interdistributária. Esses depósitos, normalmente corpos lenticulares, mostram grande extensão lateral resultante do amalgamento ocorrido durante os estágios de avanço do sistema deltaico. Os eventos diagenéticos identificados nas seqüências arenosas, em ordenamento temporal relativo, são: compactação mecânica e precipitação de pirita (restrita) na diagênese precoce; eventos mesogenéticos, tais como

a precipitação de calcita e dolomita nos espaços porosos; desenvolvimento de porosidade secundária por meio de dissolução de cimentos, seguidos da precipitação de caulinita (incipiente) e de dolomita ferrosa; além de albitização. Fases tardias de cimentação são representadas por clorita autigênica associada a sobrecrescimentos de quartzo e, muito localmente, por precipitação de pirita. Os reservatórios, freqüentemente, mostram bons valores de porosidade (em torno de 18%), porém baixos valores de permeabilidade (abaixo de 100 mD). A permeabilidade é diretamente controlada por características texturais (granulometria fina-muito), além de cimentos autigênicos e, em particular, por espessos recobrimientos de clorita.

* Resumo 198 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE DA BACIA DO SOLIMÕES (REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA, MAGMATISMO E GEOQUÍMICA)*

OSWALDO BRAGA DA SILVA

PETROBRÁS/DENOC/MANAUAS – CEP 69000, Manaus, AM, Brasil

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Solimões, no norte do Brasil, foi controlado por três grandes feições morfológicas: Sub-bacia do Juruá, Alto do Carauari e Sub-bacia do Jandiatuba. As ingressões marinhas ocorreram de oeste para este, com *onlap* costeiro no mesmo sentido. Foram individualizadas nove unidades litoestratigráficas fundamentais na seção paleozóica da bacia: – Formação Benjamim Constant (Ordoviciano); – Grupo Mari-Mari (Devoniano) – formações Jandiatuba, Biá, Uerê, Urucu e Jaraqui; – Grupo Tefé (Permocarbonífero) – formações Juruá, Carauari e Fonte Boa. O magmatismo básico jurotriássico, correspondente à terceira Soleira de Diabásio, foi controlado estruturalmente. A assimilação da seção sedimentar (halitas e anidritas), assim

como a espessura da soleira, foi controlada pela estruturação preexistente. A fusão anatética anexada ao magma toleítico original imprimiu características texturais e mineralógicas não compatíveis com sua composição toleítica original (ocorrência de aegirina e cancrinita). As melhores rochas geradoras na bacia estão nas formações Jandiatuba, Uerê e Jaraqui. A principal fase de geração foi concomitante com o início da estruturação (dobramentos *en échelon*) e anterior à intrusão da terceira soleira de diabásio. Atribui-se à presença do diabásio o craqueamento do hidrocarboneto nas condições de reservatório, transformando-o em gás e condensado.

* Resumo 199 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Coordenadoria Geral de Pós-Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto

PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DO ARENITO MUCURI, NO CAMPO DE RIO PRETO, ES*

DENISE VEIGA ARANHA

PETROBRÁS/DESUD – CEP 28700, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O Campo de Rio Preto localiza-se na parte emersa da Bacia do Espírito Santo e produz uma média diária de 87 m³ de óleo nos arenitos e conglomerados do Membro Mucuri, Formação Mariricu do Cretáceo Inferior. A seqüência deposicional do Membro Mucuri, no Campo de Rio Preto, pode ser dividida em três ciclos sedimentares de caráter essencialmente regressivos (arenitos e conglomerados), intercalados por ciclos de caráter transgressivo constituídos por anidritas, calcilutitos e folhelhos. São descritas oito fácies de um modelo flúvio-deltaico-lacustre, onde a natureza cíclica da sedimentação permite a recorrência de depósitos fluviais e deltaicos de origem regressiva (fácies A₁, A₂, B₁, B₂, C, D₁ e D₂), intercalados com depósitos marginais lacustres (Fácies E) de fases transgressivas. Pelo exame da composição do arcabouço, os arenitos são classificados como arcósios e subarcósios e arcósios líticos e

subarcósios líticos segundo classificação de McBride (1963). Oito fases foram individualizadas na evolução diagenética desses arenitos: 1. compactação mecânica; 2. cimentação e substituição dos silicatos por calcita; 3. geração de porosidade secundária, essencialmente por dissolução de calcita; 4. precipitação de caulinita e substituição de grãos do arcabouço (moscovita e feldspato) por este argilomineral; 5. precipitação de outros argilominerais (illita, illita-esmectita, esmectita e clorita); 6. reativação da compactação mecânica; 7. precipitação de fases autigênicas tardias (crescimentos secundários de quartzo e feldspato, dolomita, minerais de titânio); 8. precipitação de pirita. A diagênese dos arenitos Mucuri, no Campo Rio Preto, é bastante uniforme em toda a seção, variando apenas na intensidade. Toda a seqüência pode ser encaixada principalmente no estágio mesodiagenético de SCHMIDT e McDONALD (1979 b).

* Resumo 200 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS FORMAÇÕES ALAGAMAR (PÓS-CPT) E AÇU (PARTE INFERIOR) NA REGIÃO DE MACAÚ-UBARANA E TRANSIÇÃO APTIANO (NÃO MARINHO)-ALBIANO (MARINHO), NA BACIA DE POTIGUAR*

CLÓVIS AUGUSTO DE AMORIM MOREIRA
PETROBRÁS/DESUD/DIRNOE – CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

Estudos realizados no Membro Galinhos da Formação Alagamar (Aptiano) e no Membro Aracati da Formação Açú (Albiano Inferior/Médio), na área de Macaú-Ubarana, permitiram reconhecer ambientes deltaicos para a sedimentação de todo o Membro Galinhos e parte inferior do Membro Aracati. A parte superior deste membro, apesar de não ter sido testemunhada, é de provável origem fluvial com nêveis carbonáticos de retrabalhamento transgressivo. A análise paleontológica mostrou que a sedimentação deltaica do Membro Galinhos ocorreu em ambiente continental a transicional (este dado com base na ocorrência de dinoflagelados marinhos) enquanto os sedimentos do Membro Aracati foram depositados em ambiente transicional a marinho (dado por nêveis con-

tendo foraminíferos arenáceos, moluscos, oncolitos, e quinodermas). No Alto de Macaú existem evidências de contato erosivo entre as formações Alagamar e Açú enquanto na área de Ubarana esse contato tem características transicionais. Seis ciclos deltaicos foram identificados no intervalo em epígrafe na área de Ubarana, três pertencentes ao Membro Galinhos e três ao Membro Aracati. Só dois desses ciclos foram identificados na área mais proximal do Alto de Macaú e pertencem ao Membro Galinhos. Os mapas de isólitais de arenitos feitos para cada ciclo mostraram a evolução sedimentar do intervalo analisado e as direções de aporte de terrígenos, predominantemente de sul e sudeste.

* Resumo 201 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA FM. SERGI NO CAMPO DA FAZENDA BALSAMO, NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA, BRASIL*

GUSTAVO DE CARVALHO PINHO
PETROBRÁS/DENEST – CEP 49000, Aracaju, SE, Brasil

A Formação Sergi foi depositada em condições climáticas áridas, num sistema fluvial predominantemente anastomosado, compreendendo junto com a Formação Aliança o Grupo Brotas, representante da sequência pré-rifte na Bacia do Recôncavo. No Campo de Fazenda Balsamo, a Formação Sergi é constituída por arenitos intercalados a folhelhos subordinados, apresentando uma sucessão de ciclos fluviais superpostos. Denota da base para o topo um comportamento *coarsening-upward*, que traduz o incremento gradativo de energia das correntes dentro do evento deposicional. Eventualmente, retrabalhamento eólico é observado intercalado ao material arenoso fluvial. Os reservatórios da Formação Sergi respondem por 30% da reserva de óleo do Campo de Fazenda Balsamo. Esses reservatórios denotam grande heterogeneidade em termos de porosidade e permeabilidade em decorrência do ambiente deposicional envolvido e da superposição de uma série de eventos diagenéticos. A história diagenética da Formação Sergi no campo estudado pode ser dividida em três fases principais: eodiagênese, mesodiagênese precoce e mesodiagênese tardia. A eodiagênese, refletindo marcante influência do contexto deposicional é caracterizada por condições oxidantes e alcalinas, nas quais se precipitam caliches e silcretas, e grande parte dos minerais ferromagnesianos foram dissolvidos. Os arenitos, originalmente limpos, nesta fase tornaram-se texturalmente imaturos em virtude da introdução no espaço poroso de argilas esmectíticas, num processo de infiltração mecânica peculiar do ambiente deposicional. Esse processo constitui o evento mais importante dessa fase da diagênese. A partir da compactação mecânica e química, e do aumento progres-

sivo na temperatura, inicia-se a mesodiagênese precoce. Crescimentos sintaxiais de quartzo, acompanhados pela parcial ilitização do material argiloso infiltrado e pela cimentação calcética, configuram, juntamente com a compactação, drástica redução na porosidade primária dos arenitos. Condições gradativamente redutoras, num meio fluido neutro a levemente alcalino, caracterizaram essa etapa que se estendeu até o desenvolvimento da porosidade secundária. Ácidos orgânicos provenientes da maturação da matéria orgânica em folhelhos de formações associadas se fazem presentes. Condições de ampla circulação de fluidos e transporte de massa devem ter prevalecido através dos falhamentos e do sistema poroso dos corpos arenosos. Nesse contexto, após a cimentação calcética, tem-se o desenvolvimento da porosidade secundária em condições de baixa pressão de CO₂. Após a fase de desenvolvimento da porosidade secundária, inicia-se a mesodiagênese tardia, marcada pela precipitação de cimentos tardios como a clorita neoformada, albita, dolomita, crescimentos sintaxiais de quartzo e precipitação de minerais de titânio. O evento mais importante, contudo, verificado na mesodiagênese tardia foi a cloritização dos argilominerais infiltrados previamente ilitizados. A paradiagênese mineral acima evidencia condições redutoras e alcalinas que predominaram durante essa fase. O término da mesodiagênese tardia é caracterizado pela precipitação restrita de pirita num ambiente extremamente redutor, criando localmente condições ácidas; e pela entrada de hidrocarbonetos, evento este que aparentemente encerrou as transformações diagenéticas na Formação Sergi, em Fazenda Balsamo.

* Resumo 202 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE DA GEOLOGIA DE RESERVATÓRIO DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO MACAÉ NO CAMPO DE ENCHOVA, BACIA DE CAMPOS*

ÊNIO PAULO FRANZ
PETROBRÁS/DEPEX/DIRSUL – CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O Reservatório Macaé do Campo de Enchova, na Bacia de Campos, é constituído por calcirruditos oncolíticos, calcarenitos oncolíticos, peloidais e oolíticos, e calcissiltitos. Os calcarenitos e calcirruditos foram depositados num complexo de plataforma rasa de moderada a alta energia. Os calcissiltitos são sedimentos típicos de ambiente nerfítico raso de baixa energia. A rocha capeadora do reservatório é formada por calcilitos

e margas depositados em águas relativamente profundas. As transformações diagenéticas envolvem processos que atuaram durante os estágios eodiagenético e mesodiagenético. No âmbito da eodiagênese, foram importantes os processos de micritização (ambiente marinho) e cimentação por calcita espática (ambiente freático de água doce). O primeiro foi responsável pela criação de microporosidade nos grãos alo-

químicos e o segundo destruiu grande parte da porosidade intergranular original. No âmbito da mesodiagenese, destacam-se: cimentação de fraturas formadas durante a estruturação inicial do reservatório; cimentação de porosidade intergranular remanescente; compactação química; dissolução e cimentação parcial de fraturas, reabertas por evento estrutural tardio; e dissolução seletiva de camadas concêntricas de oncolitos e oólitos. Três tipos principais de porosidade foram identificados no reservatório: 1. microporosidade intercrystalina em oncolitos, oólitos, pelóides e matriz; 2. porosidade de fraturas; e 3. porosidade primária intergranular. O espaço é composto essencialmente por microporosida-

de nas áreas sul e central do campo enquanto a porosidade primária intergranular preservada aparece somente em alguns intervalos da área norte. As fraturas, responsáveis pelas altas produções dos poços, ocorrem apenas na área sul. A origem está relacionada aos falhamentos que estruturam a Formação Macaé no Albiano-Turoniano. Essas fraturas, inicialmente cimentadas por calcita espática, foram reabertas por um evento tectônico tardio, pós-Eoceno, provavelmente responsável pela formação das falhas E-W, que constituem o limite sul do reservatório. A entrada de óleo, logo após a reabertura das fraturas, inibiu a cimentação, que, no entanto, continuou atuando abaixo do contato óleo-água.

* Resumo 203 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ARENITOS DA FORMAÇÃO ITAPARICA NO EXTREMO NORDESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO — SEDIMENTAÇÃO, EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA E CARACTERÍSTICAS DE RESERVATÓRIOS*

JOSÉ HENRIQUE DE CASTRO NEGREIROS
PETROBRÁS/DEXES – CEP 83900, São Mateus, ES, Brasil

A Formação Itaparica é uma unidade exclusivamente continental, de idade eocretácica inferior e pertencente à seção pré-rifte da Bacia do Recôncavo. Para sua seção sedimentar no extremo nordeste dessa bacia foram definidas 12 litofácies, as quais incluem litologias arenosas, pelíticas e pelítico-arenosas depositadas em domínios subaquosos e subaéreos. A relação vertical e horizontal das litofácies permitiu o estabelecimento de seis associações de litofácies, as quais perfazem um grupo de cinco unidades genéticas: eólica-lacustre, eólica inferior, flúvio-lacustre, fluvial e eólica superior. O modelo deposicional proposto envolve a evolução de uma planície aluvial, na qual se intercalam ambientes predominantemente eólicos, fluviais e, subordinadamente, lacustres. No início de tal sedimentação dominava um sistema lacustrino raso, com a associação local de um sistema eólico de pouca expressão. A seguir instala-se um sistema predominantemente eólico caracterizado por depósitos de baixo ângulo, o qual é substituído por um sistema flúvio-lacustre representado por rios meandantes com extensas planícies de inundação e lagos rasos perenes ou efêmeros. Tal sistema evolui para outro de estilo fluvial distinto dominado por rios entrelaçados (*braided*). A sedimentação Itaparica encerra-se com o retorno de um ambiente de deposi-

ção eólica que, à semelhança do anterior, é constituído por depósitos de baixo ângulo. O estudo da história diagenética dos arenitos revelou uma evolução fortemente influenciada pelo ambiente deposicional e rochas pelíticas associadas. De uma maneira geral são as seguintes as fases diagenéticas observáveis: bioturbação; *coatings* silicosos; infiltração de argila; compactação; ilitização de esmectitas; crescimentos secundários de quartzo e feldspato; cimentação de barita; cimentação calcítica; dissolução da cimentação calcítica e geração de porosidade secundária; cimento de caulinita; clorita autigênica e cloritização de argilas; quartzo e feldspato autigênicos; calcita e dolomita ferrosas; e minerais de titânio e pirita. Desvios dessa seqüência geral foram constatados, de modo que cinco seqüências diagenéticas distintas puderam ser caracterizadas. Tais seqüências mostram íntimo relacionamento com os atributos faciológicos dos arenitos e, por consequência, com as unidades genéticas. Com o suporte dos estudos sedimentológicos e de diagenese foram estabelecidas quatro fácies-reservatório. Essas possuem também uma significativa correspondência com as unidades genéticas, fato que lhes confere uma acentuada operacionalidade.

* Resumo 204 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ESTUDO DO RESERVATÓRIO DO MEMBRO CARAPEBUS (CRETÁCEO) NO CAMPO DE CARAPEBA, BACIA DE CAMPOS, ESTADO DO RIO DE JANEIRO*

LUIZ CARLOS SOARES DE FREITAS
PETROBRÁS/DEPEX/DIGEO – CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O Campo de Carapeba está localizado na região nordeste da Bacia de Campos, no litoral do Estado do Rio de Janeiro. Sua seqüência turbidítica de idade santoniano-coniaciano é portadora de hidrocarbonetos, encerrando um volume total de óleo *in place* de aproximadamente 9×10^7 m³, os quais preenchem uma calha erosiva criada em resposta à tectônica salina. A descrição de testemunhos permitiu a identificação de duas litofácies arenosas principais: Arenito Maciço (Am) e Arenito Estratificado (Ae), com ampla predominância da primeira. A gênese dessas litofácies resulta da acumulação direta da carga transportada em suspensão por correntes de turbidez de alta densidade (Am) e do posterior retrabalhamento por correntes residuais de baixa densidade (Ae). Foram identificadas, igualmente, três litofácies associadas: Folhelho/Marga Bioturbados (Fmb), Lamito Arenoso Deformado (LAd) e Folhelho Laminado (Fl). A identificação dessas litofácies, das associações de litofácies e as correlações estratigráficas através de perfis, permitiram a caracterização

de cinco unidades genéticas que representam associações de depósitos de canais discretos (unidades I, III e IV) ou de lobos canalizados (unidades II e IV). O modelo deposicional genérico que melhor se adapta a esta seqüência turbidítica é o de leque de baixa eficiência na distribuição. Petrograficamente, os arenitos foram classificados como arcósios (granulometria fina e grossa) e arcósios líticos (granulometria muito grossa). A evolução diagenética a que foram submetidos esses arenitos pode ser subdividida em três fases: Fase I – redução da porosidade primária representada pela formação da matriz de compactação resultante do esmagamento dos intraclastos argilosos, substituição dos argilominerais que compõem a matriz de compactação por opala e cimentação calcítica espática. Fase II – geração da porosidade secundária resultante da dissolução do cimento calcífero que tanto preencheu os poros primários residuais como substituiu os grãos detríticos e fases cimentantes anteriores. Fase III – obliteração parcial da porosidade secundária relacionada à

precipitação de fases cimentantes tardias que se mostram bastante incipientes. Esses cimentos tardios incluem crescimentos sintaxiais de quartzo e feldspato, pirita e anatásio. O sistema poroso dos arenitos estudados foi, em grande parte, intensamente modificado por sua evolução diagenética. Os tipos de porosidade mais comumente constatados são interpartícula, intrapartícula, mólida e grãos fraturados. Além

desses tipos, que são macroporos, ocorre também microporosidade, que está relacionada à silicificação da matriz de compactação. A ocorrência dessa microporosidade em teores relativamente elevados, em pontos situados acima do contato óleo-água, é a causa de alguns intervalos produtores de óleo exibirem baixa resistividade.

* Resumo 205 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO AÇU NO CAMPO DE FAZENDA BELÉM, BACIA POTIGUAR, CE*

ROSILENE LAMOUNIER FRANÇA
PETROBRÁS/DEXES – CEP 83900, São Mateus, ES, Brasil

A Formação Açú, de idade albo-cenomaniana, constitui no Campo de Fazenda Belém um ciclo pulsativo e progressivamente transgressivo até a deposição dos carbonatos de plataforma da Formação Jandaíra. Foi reconhecido um espectro de seis fácies assim denominadas da base para o topo: fácies 1 (depositadas em ambiente de leques aluviais), fácies 2 (fluvial anastomosado), fácies 3 (flúvio-deltaico), fácies 4 (fluvial anastomosado e meandrante), fácies 5 (flúvio-estuarino) e fácies 6 (estuarino). Essas fácies possuem uma certa correspondência com o zoneamento do campo, sendo que as fácies 1, 2 e 3 estão relacionadas às zonas D, C e B, respectivamente. A zona A é aqui subdividida, pelo

marco 4a, nas fácies 4 e 5 enquanto a fácies 6 corresponde ao Açú superior. Os altos paleogeomórficos desenvolveram dois eixos altos, paralelos e duas calhas associadas, ambos segundo uma direção preferencial NE-SW, os quais desempenharam importante papel na sedimentação. Verifica-se um basculamento concomitante à sedimentação na porção leste do campo, principalmente durante a deposição da fácies 4. A partir do marco 4a, a região entra num período de atividade tectônica relativamente estável, evidenciada pela horizontalidade e pequeno espessamento das fácies sobrejacentes.

* Resumo 206 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS MEMBROS PARAGUAÇU E SIDERÓPOLIS DA FORMAÇÃO RIO BONITO, SUL-SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ*

RICARDO FONSECA SAMPAIO
PETROBRÁS/DESUD – CEP 28700, Macaé, RJ, Brasil

A Formação Rio Bonito é dividida na porção sudeste da Bacia do Paraná em três membros: Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Cada um deles apresenta seqüências litológicas distintas representando fácies diversas de sistemas deposicionais característicos. Neste trabalho foram estudados os sedimentos da seqüência sedimentar correspondente às porções média e superior da Formação Rio Bonito, utilizando-se de dados de subsuperfície obtidos dos testemunhos de 12 poços distribuídos na área estudada. A análise seqüencial dos testemunhos permitiu caracterizar 13 unidades faciológicas juntamente com os respectivos ambientes deposicionais envolvidos na sedimentação. As unidades foram agrupadas em associações faciológicas e, em seguida, distribuídas em seqüências estrati-

cas, o que permitiu avaliar a evolução da sedimentação da seqüência sedimentar estudada. A seqüência foi subdividida em dois intervalos cronoestratigráficos que correspondem aproximadamente aos membros Paraguaçu e Siderópolis (intervalos IV e V). O intervalo IV desenvolveu-se sob significativas oscilações de nível do mar, apresentando assim sedimentação essencialmente flúvio-marinha, sem o desenvolvimento de sistemas deltaicos. No intervalo cronoestratigráfico V, as condições de nível do mar mais estáveis possibilitaram o desenvolvimento de sistemas deltaicos dominados por ondas. Foram elaborados mapas estratigráficos (isópacas e isólitas) para cada intervalo com o intuito de indicar as principais áreas-fontes e zonas de maior acumulação sedimentar.

* Resumo 207 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

DIAGÊNESE E EFICIÊNCIA DE RECUPERAÇÃO DOS RESERVATÓRIOS DO CAMPO DE ARAÇÁS, BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL*

ALBERTO DA SILVA BARROSO
PETROBRÁS/DEPEX/DIRSUL – CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

Uma análise é efetuada em espesso intervalo sedimentar (0-3.200 m) no Campo de Araçás com duplo objetivo: avançar no conhecimento dos controles das diversas assembléias diagenéticas verificadas nos arenitos da Bacia do Recôncavo e averiguar como influenciam a saturação residual e a recuperação de hidrocarbonetos. O Campo de Araçás foi esco-

lhido por apresentar grande número de informações além de grande variedade de reservatórios com diferentes assembléias diagenéticas e índices de recuperação. Os principais controles diagenéticos mostraram-se ser profundidade e termomaturação da matéria orgânica que agem interativamente, reduzindo a porosidade principalmente por compactação e

umentando-a por processos de dissolução relacionados à liberação de soluções solventes dos folhelhos. O maior efeito relacionado à profundidade é a compactação dos arenitos, que reduz a porosidade em cerca de 18% na unidade mais profunda (Membro Boipeba). Nesta mesma unidade, a perda da porosidade devido aos cimentos é estimada em 8%. A compactação reduz a porosidade em 10% em profundidades iguais ou menores que 189 m. O clima, a composição original das rochas e a faciológica são importantes controles nos limites da eogênese pois influenciam processos como infiltração de argilas e lixiviação de feldspatos, minerais pesados e fragmentos argilosos. Os processos diagenéticos atuantes, tanto nos reservatórios profundos como nos rasos, são muito similares, porém muito mais intensos nos primeiros. Carbonatos ferrosos e caulinitas são comuns nos reservatórios rasos. Carbonatos não-ferrosos, feldspatos albitizados e argilas cloritizadas e encolhidas (ilitizadas) são particularmente bem desenvolvidos nos profundos. Minerais ferro-titânico-magnesianos alterados e/ou precipitados diageneticamente são comuns em ambos os reservatórios. A análise comparativa entre a diagênese dos argilominerais presentes nos folhelhos e os arenitos revela importantes diferenças no grau de ilitização, sendo este muito mais intenso nos argilominerais dos arenitos. Nos intercamadas dos folhelhos verifica-se fraca ilitização no intervalo de 645-3.046 m. Volumetricamente expressivos são os carbonatos (~ 5%) e zeólita (analcima,

~ 2,5%) presentes como fases diagenéticas nos folhelhos. A caulinita desaparece a ~ 2.000 m por causa de um incremento no teor de clorita nos folhelhos. Embora um balanço de massas não tenha sido efetuado, as evidências apontam claramente para uma reduzida troca de massas entre os folhelhos e os arenitos, sobretudo no que se refere a Si^{4+} , Fe^{2+} e Mg^{2+} . Caso se confirme a aparente cloritização de caulinitas presentes nos folhelhos em estudos posteriores, a liberação daqueles elementos para os arenitos torna-se ainda menos provável. Ácidos orgânicos são considerados os agentes principais nos processos de dissolução considerando-se as recentes descobertas de sua presença e atuação durante a termomaturação da matéria orgânica. A diagênese exerce forte controle sobre a eficiência de recuperação dos arenitos pois modifica e condiciona as relações geométricas dos elementos porosos, imprime rugosidades e possivelmente afeta a molhabilidade na superfície dos poros. Carbonatos, crescimentos sintaxiais e óleo pesado controlam as saturações residuais em diferentes graus e mecanismos. O óleo pesado é particularmente determinante no traqueamento de hidrocarbonetos em escala microscópica causando altas saturações residuais nos reservatórios profundos por imprimir alta rugosidade, acentuar a razão poro/garganta e possivelmente criar uma superfície fortemente molhada por óleo.

* Resumo 208 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA FORMAÇÃO ALAGAMAR NA ÁREA DO ALTO DE MACAU E GRÁBEN DE GUAMARÉ, BACIA POTIGUAR, RN*

MAURÍCIO OLIVIERI DE LIMA
PETROBRÁS/DEBAR – CEP 59000, Natal, RN, Brasil

O presente estudo objetivou analisar a evolução tectono-sedimentar da Formação Alagamar (Cretáceo Inferior), na área do Alto de Macau e Gráben de Guamaré. A partir da análise de testemunhos de 15 poços, foram reconhecidas nove litofácies (A₁ a A₆, arenitos; B, siltitos; C, folhelhos; e D, carbonatos) definidas com base nas características referentes à textura e às estruturas sedimentares. Tendo em vista as relações verticais entre as litofácies, foram definidas cinco associações litofaciológicas: 1. fan delta; 2. fluvial; 3. canais distributários/planície deltaica; 4. frente deltaica/prodelta; 5. lacustre/lagunar. A análise de perfis radioativos, acústicos e elétricos de 70 poços permitiu definir cinco intervalos cronoestratigráficos de extensão regional. Os intervalos 1, 2 e 3 correspondem ao Membro Upanema (Alagamar Inferior); o intervalo 4, às Camadas Ponta do Tubarão; e o 5, ao Membro Galinhos (Alagamar Superior). A deposição durante os intervalos 1, 2 e 3 ocorreu num sistema fluvial-deltaico-lacustre, em ambiente continental. No intervalo 4, a deposição ocorreu num sistema lacustre, com influência marinha. Durante o intervalo 5 predomina o sistema deltaico-lacustre, com lobos deltaicos de suspensão. O estudo petrográfico revelou terem os arenitos da Formação Alagamar composição feldspática ou arcossiana e porosi-

dade fortemente influenciada pela diagênese, sendo predominantemente de origem secundária. Os principais eventos diagenéticos observados nos arenitos da Formação Alagamar, na área do Alto de Macau e Gráben de Guamaré, foram, em ordem cronológica de ocorrência: compactação mecânica, cimentação de calcita, dissolução de cimento carbonático, dissolução de feldspatos, cimentação de dolomita ferrosa, cimentação de caulinita e piritização. A deposição da Formação Alagamar ocorre durante a fase de subsidência lenta e generalizada da Bacia Potiguar, sem a influência de um tectonismo ativo. A deposição do Membro Upanema representa um evento transgressivo, em condições continentais, que culmina com a implantação de um lago amplo e raso, onde se depositaram os carbonatos das camadas Ponta do Tubarão. As primeiras evidências de ingressões marinhas, do Proto-Oceano Atlântico Equatorial, ocorrem nesta época. O Membro Galinhos representa o assoreamento deste lago. Durante a época de deposição das Camadas Ponta do Tubarão na Bacia Potiguar, as Camadas Trairi da Bacia do Ceará e as "Camadas Batateira" da Bacia do Araripe depositaram-se em condições geológico-climáticas similares evidenciando um evento com características regionais em todo o nordeste brasileiro.

* Resumo 209 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

ANÁLISE REGIONAL DO TRINÔMIO GERAÇÃO, MIGRAÇÃO E ACUMULAÇÃO DE HIDROCARBONETOS NA SEQUÊNCIA CONTINENTAL EOCRETÁICA DA BACIA POTIGUAR EMERSA — NORDESTE DO BRASIL*

CARLOS ALBERTO DE O. NEVES
PETROBRÁS/DENOC, CEP 69000, Manaus, AM, Brasil

O Rife Intracontinental Potiguar, localizado no extremo nordeste do Brasil, teve sua gênese relacionada à época da separação dos continentes sul-americanos e africano durante o Eocretáceo. Trata-se de uma bacia em estágio inicial de exploração, onde a descoberta de oito campos de óleo na sequência continental eocretática (1.562 m³/d em 31 de janeiro de 1987), permite antever sua longevidade exploratória e explotatória. A proposta básica de realizar uma análise regional do trinômio geração-migração-acumulação de hidrocarbonetos na sequência referenciada

fundamentou-se no estudo dos seguintes parâmetros: a) arcabouço estrutural; b) fisiografia do embasamento pré-cambriano; c) comportamento estrutural e estratigráfico das unidades cronoestratigráficas; e d) áreas de concentração das rochas potencialmente geradoras de hidrocarbonetos. A partir desta análise, são postulados que 1. à exceção da unidade cronoestratigráfica V (mais jovem), as demais apresentam características geoquímicas que as qualificam como portadoras de níveis geradores potenciais tanto para óleo como para gás e condensado; 2. as épo-

cas principais de migração secundária ocorreram após as fases principais de estruturação da seqüência continental; 3. o sentido de fluxo dos hidrocarbonetos se deu de preferência no sentido NW contra a Linha de Charneira de Areia Branca e Altos de Quixaba e Serra do Carmo e, em

menor intensidade, no sentido SE contra as Falhas de Carnaubais e Apodi; 4. mais de 2/3 da área de ocorrência da seqüência continental eocretácica pode ser explorada pelos prospectos estruturais, com boas chances de os mesmos virem a se constituir em campos de petróleo.

* Resumo 211 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Coordenadoria Geral de Pós-Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL-SEDIMENTAR DA ÁREA CENTRO-OESTE DA BACIA DE CAMPOS DO FINAL DO ALAGOAS AO MAESTRICHTIANO*

LANAMARA PINHEIRO CANGUSSU
PETROBRÁS/DENEST – CEP 49000, Aracaju, SE, Brasil

A área centro-oeste da Bacia de Campos, objeto desta pesquisa, compreende a região situada entre a Falha Limite da Bacia Pré-Alagoas, a oeste, e a região que limita os campos produtores de petróleo, a leste. Nesta área ocorrem as fácies mais proximais preservadas da seção do final do Alagoas ao Maestrichtiano. Pelo estudo de uma malha sísmica, escolhida de modo a cobrir toda a área, e da análise e correlação dos 66 poços existentes, em associação com dados paleontológicos, esta área foi investigada em escala regional para definir aspectos estruturais e estratigráficos e o posicionamento de suas áreas-fontes de sedimentos do final do Alagoas ao Maestrichtiano. A evolução estrutural-sedimentar foi analisada individualmente para cada seqüência em que foi dividida a seção estudada, pela individualização de áreas de sedimentação semelhantes e de sua evolução ao longo do tempo. No final do Alagoas ocorreu a precipitação de evaporitos em época de quiescência tectônica por toda a área estudada. Esses evaporitos foram, juntamente com o basculamento, responsáveis pela estruturação das seqüências posteriormente depositadas. Durante o Eo-Meso-albiano, uma reativação das áreas fontes de sedimentos causou a deposição de siliciclásticos grossos (fácies proximais) ao longo da borda da bacia, que gradam a carbonatos de alta energia a leste. A estruturação dômica sindeposicional da Seqüência Macaé Inferior e o acunhamento deposicional dessa seqüência em direção à Falha Limite da Bacia Pré-Alagoas são evidenciadas pelas seções sísmicas e dos mapas elaborados para essa seqüência. A contínua subsidência promoveu o aprofundamento do ambiente sedimentar. O ambiente plataforma rasa anterior é sucedido do Neo-albiano-Eoturo-niano por ambientes de plataforma externa e talude, exceto na região ao

sul do Cabo de São Tomé, que sofreu menor subsidência. Na região mais subsidente (área ao norte do Cabo de São Tomé), a sedimentação provavelmente se estendeu para oeste ultrapassando a falha limite. Os sedimentos foram posteriormente erodidos de modo que as fácies proximais da Seqüência Macaé Superior não foram preservadas nessa área. Nessa época, a halocinese foi intensa, portanto as espessuras e as fácies dessa seqüência foram estruturalmente controladas. Do Coniaciano ao Maestrichtiano continuou o aprofundamento ambiental e foram depositados folhelhos de talude e bacia. A sedimentação provavelmente avançou ainda mais na direção oeste. Apenas a área ao sul do Cabo de São Tomé se manteve em ambiente de plataforma rasa, como já vinha ocorrendo desde o Eo-albiano, tendo constituído área de aporte de sedimentos e fonte para os arenitos turbidíficos cretácicos da Bacia. Ao norte do Cabo de São Tomé, a halocinese terminou antes do final do Cretáceo, provavelmente por exaustão de halita, mas foi mais acentuada devido ao maior basculamento. Ao sul do Cabo de São Tomé ela continuou até pelo menos o final do Cretáceo, mas, sendo mais incipiente, não gerou falhas de crescimento. No período estudado, a estruturação foi apenas adiatrófica. Posteriormente, os efeitos do tectonismo terciário (Neo-eoceno) representados por falhamento de grande rejeito (Falha "Terciária") com rotação do bloco baixo e subsidência da área do Baixo de São Tomé foram superimpostos à seção estudada. A esses efeitos se deve a disposição atual dos níveis mapeados, que mostram duas feições distintas no mergulho estrutural: ao norte da Falha "Terciária", um homoclinal íngreme com mergulho para sudeste, e ao sul desta falha, um homoclinal mais suave com mergulho para nordeste.

* Resumo 212 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA EVOLUÇÃO DO CANYON DE ENCHOVA, BACIA DE CAMPOS*

NEWTON TAKAHIRO SONOKI
PETROBRÁS/DIRSUL – CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O *paleocanyon* de Enchova é uma feição proeminente que ocorre no Terciário da Bacia de Campos. Essa feição erosiva é importante por estar relacionada a um período de grande rebaixamento relativo do nível do mar e ter um papel importante na distribuição do hidrocarboneto presente no Campo de Enchova-Oeste, que ocorre dentro dos limites do *paleocanyon*. A história da erosão e do preenchimento do *paleocanyon* de Enchova, aqui denominado *Canyon* de Enchova, localizado na parte sudeste da Bacia de Campos, foi analisada pela integração de dados sísmicos e de subsuperfície (dados de poços), incluindo estudos bioestratigráficos (obtidos a partir de análises de nanofósseis calcários). Nesta pesquisa verificou-se que essa grande feição neo-oligocênica foi escavada durante o grande rebaixamento relativo do nível do mar ocorrido no limite Oligoceno-Mioceno, sendo totalmente preenchida durante a deposição dos sedimentos contendo a biozona N-545 (*H. recta*), considerada como sendo de idade eomiocênica, ocorrida em um curtíssimo

período de tempo geológico (2,5 Ma). Constatou-se, também, que o *Canyon* de Enchova foi condicionado pela existência de outro *canyon* pretérito formado com o rebaixamento do nível do mar ocorrido durante o Eo-Oligoceno, que por sua vez foi orientado pela existência de falhas secundárias com direção noroeste-sudeste, formadas pela movimentação halocinética, controlados ou não pela tectônica profunda. A erosão do *Canyon* de Enchova se processou pelas correntes de turbidez durante a transferência de sedimentos clásticos, armazenados na paleoplataforma, até as partes mais profundas da bacia. Na análise da distribuição dos arenitos reservatórios do campo petrolífero de Enchova-Oeste verificou-se que as areias se depositaram nos paleobaixos durante esporádicos eventos turbidíficos, gerados pelas pequenas oscilações do nível do mar. Os primeiros arenitos-reservatórios D, C e B estão empilhados verticalmente e o último arenito (A) está ligeiramente deslocado em direção a sul, denotando o total preenchimento daquele paleobaixo,

e à deriva no sentido do fluxo das correntes de turbidez, associada à presença de um paleoalto local. A exemplo do modelo de preenchimento da Bacia de Campos, durante o Terciário, o *Canyon* de Enchova é

assoreado por progradação, sendo que na base da seqüência de preenchimento se verifica uma pequena espessura de clásticos mais grossos depositados em eventos de retrogradação (*onlap*).

* Resumo 213 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Coordenadoria Geral de Pós-Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto

EVOLUÇÃO TERMOMECÂNICA DA BACIA POTIGUAR, RN, BRASIL *

ULISSES THIBES MELLO

PETROBRÁS/CENPES – CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O presente estudo objetivou analisar a evolução da Bacia Potiguar sobre um ponto de vista quantitativo. Neste trabalho foram obtidos fatores de extensão litosférica pela comparação de curvas de subsidência tectônica observadas (*backstripped*) e curvas teóricas (baseadas no modelo de extensão uniforme e extensão não-uniforme). Esta análise mostrou que a formação e a evolução da bacia podem ser explicadas com sucesso por tais modelos, associados à sobrecarga sedimentar. Um modelo de formação para os grábens de Umbuzeiro e Boa Vista é proposto. Esses grábens teriam se formado por uma tectônica extensional, a qual proporcionou o predomínio de extensão crustal num modelo de extensão não-uniforme associado a falhamentos ístricos intracrustais. O modelo de Lopatin foi aplicado para prover informações sobre a época de entrada e

saída das rochas geradoras na janela de geração de óleo e gás. As formações Pendência e Alagamar começaram a entrar nessa janela em pontos localizados da bacia no Barremiano e Campaniano, respectivamente. Foi obtida a função admitância do embasamento na parte *offshore* da bacia. A comparação entre esta função e as funções admitância de modelos isostáticos conhecidos revelou que as anomalias gravimétricas da bacia podem ser explicadas pelo modelo de compensação regional (flexural) com espessura elástica equivalente entre 5 e 10 km. A modelagem da estratigrafia da bacia revelou que o fluxo térmico lateral, variação do nível do mar, erosão e compensação isostática regional são os fatores que tiveram importância destacada na evolução dessa bacia.

* Resumo 214 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

FORMAÇÃO PENDÊNCIA, BACIA POTIGUAR EMERSA: CORRELAÇÃO ENTRE A DIAGÊNESE DOS ARENITOS-RESERVATÓRIOS E DOS FOLHELHOS ASSOCIADOS *

PAULO ROBERTO CORDEIRO DE FARIAS

PETROBRÁS/DEBAR – CEP 59000, Natal, RN, Brasil

Este trabalho visou determinar os parâmetros controladores das diagêneses dos arenitos-reservatórios e dos folhelhos associados da Formação Pendência, bem como identificar os tipos e as quantidades de porosidade presentes nos primeiros e a seqüência diagenética dessa unidade. A Bacia Potiguar localiza-se na Região Nordeste do Brasil, estando emersa em sua maior parte. Compõe-se, estruturalmente, de uma grande calha central NE-SW formada por quatro meios grábens, separados por altos relativos do embasamento. Essa calha é ladeada por duas plataformas rasas que determinam seu limite a NW por uma linha de charneira com falhas de pequeno rejeito, e a SW e a S por grandes falhas escalonadas. O rifte central foi preenchido por espessos sedimentos flúvio-lacustres eocretácicos (Formação Pendência), posteriormente submetidos a intensa erosão e capeados, sucessivamente, pelas seqüências: transicional, flúvio-marinha transgressiva e flúvio-marinha regressiva. A Formação Pendência apresenta diversas litologias, variando de conglomerado a folhelho, depositadas em ambiente exclusivamente continental, nos sistemas lacustre, flúvio-deltaico, fluvial, turbidítico e de leques aluviais/fanglomeráticos. A análise petrográfica dos reservatórios mostrou que a maioria desses compõe-se de litarenitos feldspáticos e, secundariamente, de arcósios, arcósios líticos, subarcósios líticos, subarcósios, litarenitos e sublitarenitos. Os fragmentos de rocha compreenderam gnaisses, quartzitos, micaxistos, folhelhos e raros arenitos retrabalhados. Os principais cimentos observados nos reservatórios foram: calcita livre de ferro, *overgrowths* de quartzo e feldspato, argilominerais (clo-

rita e corrensitita, principalmente), dolomita livre e rica em ferro (esta última mais freqüente em direção aos folhelhos e associada nas lâminas a zonas mais argilomílicas) e raramente barita. Os estudos de DRX nos argilominerais dos folhelhos e dos reservatórios mostraram que, nos primeiros, predominavam interstratificados I-S, com pouca clorita, invertendo-se essa proporção nos últimos. Em ambos, na maioria absoluta das amostras analisadas, as camadas de illita nos I-S ultrapassaram 70% em toda a formação. A seqüência diagenética principal observada foi: 1. compactação mecânica leve a moderada, raramente intensa, precedida ou sincrônica a *overgrowths* silicosos; 2. sericitização, vacuolização e carbonatização de feldspatos, além de cimentação de calcita livre de ferro ou com pequena contribuição desse cátion; 3. *coatings* de clorita e dolomitização local de feldspatos; 4. cimentação local de piritita; 5. soergimento e erosão dos sedimentos diagenizados, com entrada e circulação de águas meteóricas no sistema; 6. lixiviação generalizada dos feldspatos (principalmente) e de material clorítico, gerando a fase de maior porosidade ou de recuperação incipiente desta; e 7. migração de hidrocarbonetos e final da diagênese. Com base nos estudos de DRX, MEV, petrografia, reflectância de vitrinita, permoporosidade, salinidade da água da formação, assim como a estratigrafia da bacia, concluiu-se que o principal controle na geração da porosidade secundária foi a percolação de águas meteóricas em toda a unidade e, principalmente, ao longo da discordância pós-rifte.

* Resumo 215 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

CONSIDERAÇÕES SOBRE A SEDIMENTAÇÃO E ORIGEM DO PALEOCANYON DE TAQUIPE, BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL*

GILMAR VITAL BUENO
PETROBRÁS/DEXBA – CEP 40000, Salvador, BA, Brasil

Foi proposto um modelo de preenchimento e origem do *Canyon* de Taquipe, situado no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia, Brasil, principalmente pela análise de perfis compostos de poços integrada aos dados do seu arcabouço estrutural. O *canyon*, de idade Meso-Aratu (Eocretáceo), estende-se por uma área aproximada de 60 km com direção geral N-S variando sua largura entre 1 e 16 km. Seu gradiente médio é igual a 1,5° e sua sedimentação apresenta espessura média em torno de 400 m. Cinco tipos distintos de eletrofácies são identificados. Elas se distribuem entre as seções inferior e superior da Formação Taquipe, compondo o preenchimento do *Canyon* de Taquipe. As eletrofácies foram interpretadas como F, fácies de turbiditos-complexo principal de canais; G, fácies marginal rasa; H, fácies de turbiditos-complexo marginal de canais e leques; I, fácies de extravasamento; e J,

fácies regressiva. O relacionamento da distribuição das diversas fácies e dos diferentes padrões de drenagens serviu de base para a elaboração do modelo deposicional e do preenchimento do *canyon*, que, associado ao arcabouço estrutural do compartimento sul e adjacências, proporcionaram subsídios para a discussão da gênese e da evolução do *Canyon* de Taquipe, que se admite ter sido geradas pela ação de correntes de densidade e erosão retrogradante, condicionadas pela trama estrutural. A ignição das correntes turbidíticas e os escorregamentos de massa podem ser explicados de dois modos: 1. oscilação do nível do lago; 2. entrada de correntes densas no lago gerando um fluxo hiperpícnal. Tanto o modelo de preenchimento como a origem do *Canyon* de Taquipe foram comparados com vários estudos da literatura nos quais se encontram exemplos similares.

* Resumo 216 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Coordenadoria Geral de Pós-Graduação, Universidade Federal de Ouro Preto

SEDIMENTAÇÃO, DIAGÊNESE E ALGUNS ASPECTOS RELACIONADOS COM POTENCIAL DE DANO NOS RESERVATÓRIOS CARMÓPOLIS, DO CAMPO DE SIRIZINHO, BACIA SERGIPE-ALAGOAS*

CRISTIANO LEITE SOMBRA
PETROBRÁS/CENPES/DEPEX – CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

O principal propósito deste estudo é descrever a geometria e a mineralogia associada do meio poroso bem como identificar possíveis mecanismos de dano de formação no Membro Carmópolis (Cretáceo Inferior) no campo de óleo de Sirizinho, Bacia Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil. Os reservatórios situam-se entre as profundidades de 400 e 600 m. Descrição de testemunhos, microscopia óptica convencional, MEV e análises petrofísicas e químicas das águas intersticiais foram utilizadas para interpretação do modelo deposicional e dos eventos diagenéticos, e para a reinterpretação de testes de laboratório de suscetibilidade à água doce previamente realizados em *plugs* de testemunhos e que conduziram a conclusões opostas: Monteiro (1980) identificou que as permeabilidades das amostras eram altamente sensíveis ao fluxo de água doce enquanto Branco (1986) concluiu que o fluxo de água doce não causava muitos danos às permeabilidades. Os reservatórios são conglomerados líticos e arenitos com estratificações cruzadas, com intercalações de folhelhos, siltitos e calcários laminados, capeados por gipsita e halita. Os litoclastos são fragmentos de rochas metamórficas. Um modelo deposicional de leques aluviais progredentes sobre um sistema lacustre parece explicar a deposição do Membro Carmópolis. A porosidade média é 18% com as melhores permeabilidades nas fácies mais grossas. A porosidade primária intergranular é dominante, mas contagens de pontos em lâminas delgadas indicam que pelo menos 29% da porosidade são se-

cundárias, principalmente relacionadas à dissolução de feldspatos. Outros tipos incluem intragranular em fragmentos de rochas metamórficas, em grãos de quartzo corroídos, encolhimento de argilas, vulgular e intergranular por dissolução de cimento carbonático. O revestimento de grãos detriticos por corrensitita (um argilomineral interestratificado expansivo) e extensiva dolomitização são importantes eventos diagenéticos. A corrensitita ocorre próximo ao topo do membro Carmópolis, refletindo sua associação bastante comum com evaporitos. A dolomitização parece ter ocorrido antes e depois da geração da porosidade secundária, e cálculos termodinâmicos indicam que as águas intersticiais se encontram saturadas ou próximo ao equilíbrio com respeito a dolomita nas condições de reservatório (50°C). As diferenças nas conclusões dos testes de suscetibilidade à água doce previamente conduzidos são atribuídas a diferenças mineralógicas nas amostras coletadas para os testes: Monteiro (1980) realizou os testes em amostras de arenitos ricos em corrensitita, ao passo que Branco (1986) utilizou amostras de arenitos livres de corrensitita. Por este estudo, pode-se também estimar razoavelmente bem a magnitude do dano à permeabilidade causado por um fluxo de água doce em função do teor de corrensitita na amostra. É sugerido adicionalmente que o alto teor de Fe^{+3} da corrensitita pode constituir fonte de dano de formação durante tratamentos ácidos.

* Resumo 217 – Dissertação de Mestrado – Julho de 1987 – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA E VULNERABILIDADE DO SISTEMA HIDROGEOLOGICO CÁRSTICO DA REGIÃO DE IRECÊ, BAHIA*

FRANCISCO INÁCIO NEGRÃO
Rua F, Casa 27, Jd. Gantois-Piatã, CEP 40000, Salvador, BA, Brasil

No presente trabalho são utilizados os dados de 160 análises químicas de águas de poços, mapa geológico e superfície potenciométrica do sistema hidrogeológico cárstico da Região de Irecê, para investigar os mecanismos de evolução da composição química da água subterrânea e delimitar as áreas de maior ou menor grau de vulnerabilidade do aquífero aos po-

luentes e contaminantes introduzidos no sistema pela atividade humana. Os resultados obtidos mostraram que essas águas são originárias da infiltração, tanto da precipitação direta sobre os terrenos calcários Bambuí, quanto indireta pelos quartzitos Chapada Diamantina. A evolução hidroquímica no carste mostrou-se caracterizada pela circulação muito

rápida, trajetões curtos entre as zonas de recarga e descarga, consequentemente da distribuição local de fluxos. Tais fatos são reforçados pela evolução hidroquímica incompleta da água subterrânea em seu percurso, pois apenas dois tipos predominantes de água, as bicarbonatadas cálcicas e as cloro-sulfatadas cálcicas, alternam-se nas várias zonas de fluxos locais, restritas ao sistema cárstico da área. Por outro lado, as águas

da zona de contato entre os calcários e os quartzitos têm caráter misto promovido pelo aporte de águas quartzíticas doces. O mapa de vulnerabilidade do aquífero mostra os limites das zonas a serem prioritariamente protegidas e/ou monitoradas na área de estudo, além dos indícios de poluição do sistema por nitratos.

* Resumo 218 – Dissertação de mestrado – Novembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DOS TERRENOS CRISTALINOS SOB CLIMA ÚMIDO, NA REGIÃO DE JUNDIAÍ, EM SÃO PAULO*

ANTONIO CARLOS BERTACHINI

Av. José Candido da Silveira, 2000, CEP 31170, Belo Horizonte, MG, Brasil

Foram utilizadas técnicas de análise hidrogeológica, hidroquímica, geológico-estrutural e morfológica para compreender o comportamento hidrogeológico dos terrenos cristalinos da região de Jundiaí (SP). Os resultados obtidos demonstram a influência das condições climáticas atuais e pré-atuais evidenciada pela própria geometria do aquífero com a presença de um espesso manto de alteração com valores mais frequentes de espessura entre 10 e 40 m, e coeficiente de armazenamento entre 0,03 e 0,005. Esses valores conferem ao manto de alteração saturado uma capacidade de armazenamento bem superior à encontrada no meio fraturado. O manto de alteração, desta forma, possibilita a acumulação de reservas renováveis da ordem de 200 mm/ano. A ação do clima úmido se faz sentir também na evolução da composição química das águas subterrâneas, as quais se apresentam pouco mineralizadas, com concentrações dos sólidos totais dissolvidos abaixo de 300 mg/litro. Essas

águas são fortemente bicarbonatadas, mistas ou cálcicas e refletem diretamente os produtos da hidrólise com a influência da rocha ou processos de modificação da composição química. A morfologia dos terrenos influencia as condições climáticas e a distribuição das espessuras do manto de alteração. A permeabilidade do meio fraturado está diretamente associada à gênese do fraturamento, sendo que os fraturamentos desenvolvidos ao longo das direções N45E, N85W, N50W, N-S e N65E apresentam maior potencialidade com valores mais elevados da capacidade específica. Existe na região de Jundiaí uma variação espacial da densidade e da frequência dos fraturamentos, com as zonas mais fraturadas situadas no extremo sudeste da área ou a norte do falhamento que corta a área de noroeste para sudeste. Os recursos exploráveis são da ordem de 100 mm/ano ou $1,0 \times 10^5$ m³/km², sendo que nas áreas mais fraturadas podem atingir até 200 mm/ano ou $2,0 \times 10^5$ m³/km².

* Resumo 219 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

PETROLOGIA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA NA ÁREA SALOBO 3A — PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PA*

IGNEZ GOMES GUIMARÃES

Rua São Paulo, 351, CEP 30000, Belo Horizonte, MG, Brasil

A área Salobo 3A, situada a norte da Serra dos Carajás, é constituída por uma seqüência vulcano-sedimentar de idade arqueana, cuja formação ferrífera engloba a jazida de Cobre Salobo 3A da Província Mineral dos Carajás. Esta formação ferrífera é produto de sedimentação primária, diagênese, metamorfismo e retrometamorfismo de BIF (Banded Iron Formation) de fácies carbonato-sulfeto. Dados analíticos de 14 elementos comuns em 34 amostras utilizados estatisticamente sugerem o tipo Algoma e o fácies primitivo carbonato-sulfeto para a formação ferrífera quimicamente equivalente a BIF. A partir do fácies assim obtido, associado aos dados petrográficos, os quais incluem todas as rochas até agora conhecidas, elaboram-se hipóteses sobre a evolução diagenética e metamórfica da formação ferrífera. O metamorfismo regional pro-

gressivo atingiu cerca de 650 °C e pressão da ordem de 4,5 kbar, resultando no desenvolvimento de duas associações diagnósticas: a. grunerita + almandina + magnetita + quartzo; e b. fayalita + magnetita + grafita, esta quimicamente equivalente a BIF. A primeira fase retrometamórfica ocorreu no fácies anfibólito e caracteriza-se principalmente pela transformação de fayalita em grunerita + magnetita, sem a presença de quartzo, na segunda das associações diagnósticas supracitadas. Retrometamorfismo de fácies xisto verde atingiu, posteriormente, ambas as associações diagnósticas gerando a paragênese minnesotafta + greenalita a partir de fayalita e grunerita. São formuladas hipóteses sobre as transformações ocorridas no minério face ao desenvolvimento geológico da área.

* Resumo 220 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS E GEOELÉTRICOS DE SEDIMENTOS DO GRUPO BAURU NA BACIA DO ALTO RIO TURVO, SP*

CLÓVIS JOSÉ

Instituto de Geociências - USP - Caixa Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP, Brasil

As relações de analogia entre fluxo elétrico e fluxo hidráulico em um meio poroso apontam um caminho a ser seguido por pesquisadores em estudos geofísicos e hidrogeológicos, no sentido de se obter, por métodos rápidos, confiáveis e econômicos, uma primeira aproximação aos

problemas relativos à caracterização de aquíferos e ao aproveitamento de água subterrânea para seus mais diversos fins. Nesse sentido, foram pesquisadas e estabelecidas as inter-relações entre parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos medidos no aquífero sedimentar da Bacia Repre-

sentativa do Alto Rio Turvo, nos domínios dos arenitos do Grupo Bauru, no Estado de São Paulo, em uma extensão de 2,068 km². Na determinação dos parâmetros geoeletricos: *resistividade elétrica global, resistividade transversal e condutância longitudinal*, da camada saturada do aquífero, foram realizadas 90 sondagens elétricas verticais junto a poços existentes na área estudada, para um melhor controle das condições geológicas locais. Parâmetros hidrodinâmicos, tais como: *capacidade específica, condutividade e transmissividade hidráulicas*, foram obtidos por meio de ensaios de bombeamento efetuados em poços da região, em um programa de reconhecimento hidrogeológico da bacia, desenvolvido pelo convênio DAEE/IG-USP, em 1981. O levantamento geomagnético em 267 estações de medida da componente vertical do campo magnético terrestre mostrou que irregularidades da superfície do topo do basalto na área estudada são de pequena intensidade, acompanhando

aproximadamente o relevo regional e apresentando alguns poucos embaciamentos ou altos estruturais localizados que refletem, respectivamente, um maior ou menor espessamento do pacote sedimentar sobrejacente. A distribuição espacial desses dados permitiu a elaboração de um mapa de isovalores (isogamas) no qual se observam esses fatos. A análise estatística dos coeficientes de correlação mostrou alto grau de significância entre os dados dos parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos correlacionados. Isso mostra que informações importantes a respeito de aquíferos e do movimento de água subterrânea podem ser inferidas a partir do conhecimento de suas características geoeletricas por meio de levantamentos geofísicos na superfície do terreno, em áreas onde o indispensável conhecimento geológico prévio indique a presença de estruturas semelhantes.

* Resumo 221 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

TÉCNICAS GEOFÍSICAS APLICADAS NO MAPEAMENTO E MONITORAMENTO DE POLUIÇÃO E CONTAMINAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS*

JOSÉ MILTON BENETTI MENDES

Instituto de Geociências - USP - Caixa Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, SP, Brasil

Neste trabalho estão descritas as técnicas geofísicas aplicadas no mapeamento e monitoramento de poluição e contaminação de águas subterrâneas, especificamente nos casos de aterros sanitários, áreas de infiltração de vinhaça, intrusão de água salgada em aquíferos costeiros e áreas com problemas de infiltração e vazamento de produtos e efluentes industriais. No caso de regiões costeiras, procurou-se desenvolver um padrão de investigação que pudesse ser aplicado junto às pequenas e médias concentrações urbanas de modo a prevenir e controlar a intrusão marinha nos aquíferos costeiros, por meio apenas da aplicação de métodos geofísicos. Do mesmo modo, procurou-se estabelecer um roteiro para a aplicação de técnicas geofísicas de mapeamento e monitoramento de áreas industriais com problemas de poluição e contaminação. As

áreas estudadas estão distribuídas pelo Estado de São Paulo, representando situações bastante diversificadas num contexto geográfico e geológico mais amplo. Os aterros sanitários estudados estão localizados nos municípios de Taubaté, São José dos Campos e Novo Horizonte, e as áreas de infiltração de vinhaça, em Novo Horizonte e Ribeirão Preto. A região litorânea enfocada no estudo está situada no litoral norte paulista entre Bertioga e São Sebastião, e a área industrial poluída em São José dos Campos. No presente trabalho é feito ainda um estudo comparativo entre as duas metodologias empregadas, eletrorresistividade e eletromagnético indutivo, consideradas as mais adequadas para o estudo de poluição subterrânea, ressaltando-se as vantagens e as desvantagens de cada uma objetivando otimizar sua aplicação conjunta.

* Resumo 222 – Tese de Doutorado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA SEQÜÊNCIA PORTADORA DE CARVÃO NA REGIÃO DE CERQUILHO, SP*

JOSÉ ALEXANDRE DE JESUS PERINOTTO

Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP - Campus de Rio Claro - CEP 13500, Rio Claro, SP, Brasil

A presente dissertação tem por objetivo propor uma evolução paleogeográfica para o conjunto sedimentar portador de carvão no região de Cerquilha (SP) bem como sua posição estratigráfica no âmbito do Grupo Tubarão. O desenvolvimento dos trabalhos foi possível graças ao grande número de dados oriundos do Projeto Carvão de Cerquilha, realizado por um convênio entre a Universidade Estadual Paulista (UNESP)-Campus de Rio Claro e a Companhia Energética de São Paulo (CESP). A metodologia utilizada foi a descrição de testemunhos de sondagens rotativas, poços rasos (cacimbas) e seções de superfície. Algumas sondagens foram perfiladas e, dos perfis realizados, o de raios gama mostrou-se bastante útil nas correlações. Foram estabelecidas 11 diferentes fácies para a região como um todo, distinguindo-se três áreas com conjuntos faciológicos próprios: Aliança-Taquaral, Mato Seco e Itapema. Pela análise faciológica e diversas correlações pôde ser estabelecido um quadro evolutivo da paleogeografia da região, que mostra para a área Aliança-Taquaral um lobo deltaico ativo com as fácies de prodelta, frente deltaica e planície deltaica, onde houve condições de formação de

turfeiras; para a região de Mato Seco prevalecia uma sedimentação costeira com barras de barreira confinando lagunas interiores, também gerando acumulações carbonosas; e em Itapema postula-se a existência de um provável embaçamento, lateral ao lobo de Aliança-Taquaral, onde o predomínio de processos de maré imprimiu a característica lenticularidade das camadas nesta área, onde não existe acumulação carbonosa como nas anteriores. Com o nível do mar ascendente, os depósitos mencionados são encobertos e parcialmente retrabalhados, gerando depósitos de praias e planícies de maré, e finalmente, com o domínio do avanço transgressivo, imperam condições plataformais que afogam toda a seqüência. Do ponto de vista litoestratigráfico, com base não só nos dados obtidos mas também em uma análise regional que vem sendo realizada por Fúlfaro *et al.* (em prep.), optou-se por designar o conjunto sedimentar estudado como Formação Tietê (no sentido de Fúlfaro *et al.* 1984). Esta unidade posiciona-se concordantemente entre o topo do Subgrupo Itararé e a base da Formação Tatuf e é correlacionável à Formação Rio Bonito dos Estados do sul.

* Resumo 223 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

A EVOLUÇÃO MINERALÓGICA, MICROMORFOLÓGICA E QUÍMICA DA BAUXITA E MATERIAIS CORRELATOS DA REGIÃO A NORDESTE DE MIRAÍ, MG*

LUCIANA MARIA LOPES

Universidade Federal de Viçosa – Viçosa, MG, Brasil

Os depósitos de bauxita da região de Miraf (MG) inserem-se entre aqueles que compõem um extenso cinturão aluminoso que se inicia a sudoeste de Cataguases, Minas Gerais, estendendo-se até a área nordeste deste Estado. Os depósitos da faixa em questão constituem-se na primeira grande reserva brasileira de minério de alumínio desenvolvida sobre uma variedade de rochas metamórficas de alto grau (gnáisses e granulitos) variadamente catacladas, pré-cambrianas, integrantes do “Complexo Juiz de Fora”. Como a área pesquisada se insere numa faixa nordeste de morros meia-laranja, em cujos topos ocorre sistematicamente a bauxita, decidiu-se pelo estudo de um morro-tipo representativo de seu padrão de ocorrência. No morro escolhido, optou-se pelo estudo de topo-seqüências, pois ao longo das mesmas tem-se demonstrado haver diferenciação nos fenômenos de alteração. A bauxita apresenta-se como fragmentos róseos e avermelhados em sua maioria com estrutura gnáissica conservada, com densidade aparente variando de 1,6 a 2,0 e teores médios de Al_2O_3 da ordem de 42%. Sua mineralogia consta essencialmente de gibbsita e goethita, hematita e quantidade subordinadas de quartzo e caulinita. Tanto na bauxita isalterfítica como na isalterita estéril (predominante nas encostas e baixadas), a estrutura gnáissica foi conservada. São notáveis as pseudomorfose de gibbsita a partir dos feldspatos, de goethita a partir dos piroxênios e anfibólios e de caulinita derivada da biotita. Na bauxita, a caulinita sofreu uma dessilicificação, ao passo que o quartzo foi em parte dissolvido, o que elevou relativamente os teores de alumínio. Tanto a bauxita isalterfítica como a isalterita formaram-se por alitização direta da rocha. Constatou-se na bauxi-

ta, a presença de uma camada na qual houve um expressivo aporte de material iluvionar, propiciando a formação de numerosos *cutans* do tipo *ferri-argilans*. Em tal nível houve uma perda das estruturas gerando a bauxita alotérfica, que não demonstra mais sua derivação gnáissica, tendo-se formado por alitização indireta da rocha. A formação da bauxita deu-se de forma sistemática nos topos e encostas superiores dos morros meia-laranja que compõem o relevo da área. Para que tal ocorresse, a topografia e, conseqüentemente, a drenagem desempenharam papel decisivo, suplantaram a variada natureza das rochas parentais bandadas e foliadas, convertendo-as num produto final com teores similares de Al_2O_3 . No entanto, o caráter máfico de determinados níveis parentais conferiu à bauxita deles derivada teores médios de Fe_2O_3 da ordem de 18%. Assim sendo, nos topos e nas encostas superiores formaram-se crostas aluminosas e alumino-ferruginosas (minério) que chegam a ter 8 m de espessura, ao passo que nas encostas e baixadas prevalece material mais argiloso e/ou areno-argiloso (estéril). Na evolução da bauxita no tempo as condições de alteração variaram, gerando perfis polifásicos com bauxita isalterfítica (de estrutura conservada) e alotérfica (sem preservação das estruturas). A tendência da fase atual de alteração é o da monossilicificação. Ressalta-se a interessante associação da área bauxitizada com movimentos tectônicos recentes (terciários) e com a ulterior incisão dos rios Pomba e Muriaé, que, dissecando seus cursos, erodiram parte da bauxita ausente nos vales dos rios supramencionados. Afastando-se dos mesmos, ressurgem as áreas bauxitizadas.

* Resumo 224 – Dissertação de Mestrado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

ANÁLISE DE FRATURAS ATRAVÉS DE IMAGENS FOTOGRÁFICAS DE BAIXA RESOLUÇÃO ESPACIAL: UMA CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO DA CHAPADA DO ARARIPE — NE DO BRASIL*

EDISON CREPANI

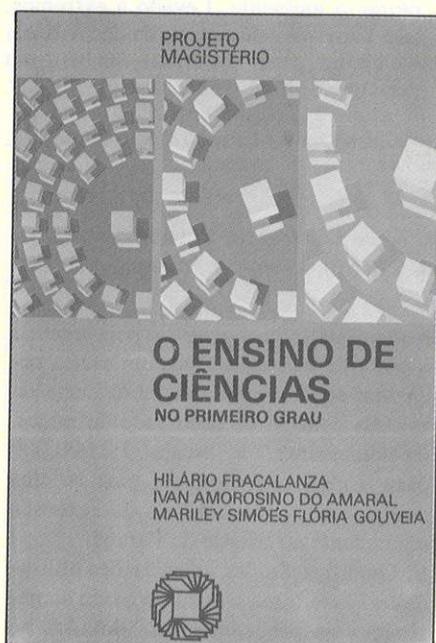
INPE – CEP 12200, São José dos Campos, SP, Brasil

A partir de dados geológicos preexistentes, da análise das imagens TM, MSS e RBV/LANDSAT e de mosaicos SLAR para aplicação de análise morfoestrutural e tratamento estatístico de fraturas, este trabalho mostra a ativa participação de linhas de fraqueza antigas do embasamento, com direções N45E, N45W e E-W na configuração tectônica da Bacia do Araripe. O comportamento de tais linhas de fraqueza durante o Mesozóico caracterizou-se por movimentos essencialmente verticais, numa tectônica gravitacional, que ensejaram a formação da Bacia do Araripe dividida em duas sub-bacias: a Sub-Bacia Oeste estruturada em terraços escalonados de oeste para leste segundo a direção N45W e a Sub-Bacia

Leste, que se coforma numa bacia do tipo rifte com altos e baixos estruturais alternados segundo a direção N45E, em um amplo baixo segundo a direção E-W entre os lineamentos de Patos e Cariris Velhos. As linhas de fraqueza N45E, que condicionam altos e baixos estruturais na Sub-Bacia Leste do Araripe, mostram continuidade até a Bacia do Rio do Peixe, a qual aponta para uma ligação entre elas. Sua extensão para nordeste, em direção à Bacia Potiguar, corrobora a hipótese da existência de um ramo abortado de junção triplíce, com centro entre Areia Branca e Macau, que uniria essas três bacias.

* Resumo 225 – Tese de Doutorado – Dezembro de 1987 – Instituto de Geociências, USP

RESENHA



FRACALANZA, H.; AMARAL, I.A. do; GOUVEIA, M.S.F. 1987. *O ensino de Ciências no primeiro grau*. São Paulo, Atual ed. 124p.

"A educação, assim como a política, a economia, a fabricação de mercadorias, etc., tem sido tomada como uma 'tarefa' a ser concretizada. É uma tarefa que dita a ação que a realiza... A ação é o lugar da tarefa e não se pode confundir o local de algo com a própria coisa que nele se manifesta. Eles estão juntos, enredados, mas um não é o outro".

D.M. Critelli, 1981, *Coment. do livro de M. Heidegger, Todos nós... ninguém*. São Paulo, Moraes.

reflexões sobre a natureza do ensino em ciências.

Num trabalho fluente e opinativo, os autores respeitam tanto a liberdade do professor em sua escolha e decisão, como a aparente "rigidez" dos currículos educacionais do 1º grau. Mostram existir meios efetivos de acompanhar o que está na legislação e oferecer aos alunos oportunidades estimulantes para aprendizagem, com emprego de recursos didáticos adequados.

AS MUITAS FORMAS DE OUVIR... E LER

Os três capítulos iniciais tocam muito de perto a vivência generalizada dos professores de primeiro grau, que se vêm "obrigados" a planejar seus cursos a todo início de ano (Cap. 1), a acompanhar o disposto pela legislação (Cap. 2) e a adotar ou seguir um determinado livro didático (Cap. 3). Ao invés de ressaltar a importância do planejamento ou o lado inconveniente dos currículos em vigor, os autores resolveram dar roupagem nova a certos recursos didáticos:

- *entrevistas*: São um excelente modo de levar o aluno a saber o que pensam as pessoas sobre um determinado assunto científico e avançar no conhecimento a partir de análise das opiniões obtidas.
- *pesquisas bibliográficas*: São recomendadas para complementação ou aprofundamento de conceitos. A própria atividade sugerida para o leitor realizar consiste num bom exemplo: conhecer melhor a legislação pertinente. A leitura adicional recomendada (sobre pesquisa científica, claro) é relevante.
- *O livro, o mural e a comunicação de resultados de pesquisa*: Recursos didáticos tradicionais, como os livros, são escolhidos sob critérios nem sempre explícitos. Tais critérios são discutidos e exemplificados. Como uma ponte, enfatiza-se o papel dos murais como recurso de comunicação de resultados e se orienta o professor a ex-

plorá-los do melhor modo.

ATIVIDADES

O capítulo 4 trata das atividades realizadas pelos alunos para aprender. As deformações e hábitos incorretos existentes no ensino aparecem na forma de tempo mal empregado, excesso de memorização, baixo aproveitamento, ou distanciamento entre a realidade do aluno e o que lhe é transmitido.

Outros recursos didáticos são abordados neste capítulo, dando seqüência aos anteriores:

- *atividades*: Enfatiza-se no texto a importância de atividades relacionadas com o meio externo (excursões, passeios, visitas), com a experimentação, com a comunicação (relatos, cartazes, relatórios, desenhos, mapas, gráficos, etc.) ou com simulação e modelos.

Alguns dos exemplos oferecidos (simulação de erosão, excursão ao campo etc.) são muito naturalmente voltados para fenômenos geológicos. Reside aqui talvez uma boa contribuição do livro para despertar maior interesse dos professores pelos "desconhecidos" conteúdos em Geociências. Em todas as atividades é preciso ter em conta que a regra básica pressupõe "a participação ativa do aluno no processo de aprendizagem".

O capítulo 5 analisa modelos de ensino e sua adequação aos modos de pensamento infantil. O "método de redescoberta" é uma das formas de se atingir objetivos educacionais. Experimentos e outras atividades típicas do cientista são modos alternativos e úteis nesse sentido, desde que aplicados com o devido cuidado com a motivação e formulação clara dos problemas a focalizar.

A PONTE DA REDESCOBERTA À INOVAÇÃO

O capítulo 6 aborda questões de in-

O ensino de ciências no primeiro grau poderia criar condições excepcionais para introduzir um imenso número de pessoas a conteúdos de natureza geológica. A realidade brasileira mostra-se hoje muito distante disso, sabemos. E sabemos mais, que essas oportunidades são únicas para a grande maioria dessas pessoas, de vez que não chegam a ultrapassar a barreira do 1º grau.

O desinteresse olímpico com que as autoridades educacionais têm encarado o ensino de disciplinas geológicas nos cursos de 1º e 2º graus gerou uma enorme dívida cujas conseqüências os estudiosos da Terra avaliam hoje: poucas pessoas são capazes de explicar de modo razoavelmente preciso, por exemplo, o que está se sucedendo durante o verão, com os escorregamentos, inundações e enchentes em várias partes do país. A dívida começa a ser resgatada por trabalhos como este.

A expectativa inicial que o livro nos desperta é a de que os autores, pela sua formação e conhecimento de ensino de Geociências, possam contribuir naquela direção. Uma obra dirigida a professores de ciências, talvez os mais ativos agentes de mudança no processo educacional, seria uma maneira válida de enfatizar esses tópicos?

Ao longo de seis capítulos são criteriosamente apresentados recursos didáticos, sob uma visão prática e que tenta estimular o professor a usar sua criatividade e bom senso. Diversas chamadas distribuídas ao longo do texto despertam

teresse muito amplo. É uma retrospectiva crítica, fundamentada na experiência dos autores, sobre a inovação no ensino de ciências, seus percalços e resultados positivos. Isso não interessa apenas a professores de ciências. Todos nós, ao viver os papéis usuais que a Sociedade nos impõe, seja como alunos, pais, cientistas, técnicos, professores ou simples observadores, podemos estar ligados ou envolvidos em situações de ensino radicalmente distintas entre si. Conhecer melhor como progrediram as idéias e concepções nesse campo ajuda a me-

lhorar nossa vivência nesses papéis e nosso próprio entendimento de sua dinâmica. Um dos pontos altos da atitude permanente dos autores de despertar reflexões está neste capítulo. As principais mudanças e tendências de mudanças no ensino de ciências são dissecadas em profundidade. Nesse capítulo uma série de conceitos "geológicos" são integrados e interligados aos demais campos das ciências. Não é possível retratar a riqueza dessa análise em poucas palavras. É preciso *vivenciar* sua leitura.

Em síntese, o livro propõe que se de-

va transpor para o dia-a-dia do professor, ou até para a nossa vida pessoal, o conceito de que a pessoa "precisa refletir antes, durante e, principalmente, após a ação", com vistas a aproveitar a experiência vivenciada, para acelerar a construção de novas estruturas mentais, e progredir em sua capacidade de explorar o ambiente. Levado a extremos, isso torna-se mais que uma decorrência da leitura. Pode se tornar também um princípio de vida.

Celso Dal Ré Carneiro, São Paulo, SP.

A Carta Hidrogeológica 1:2.000.000 do Uruguai, acompanhada de nota explicativa, foi elaborada por uma equipe da División Aguas Subterráneas, da Dirección Nacional de Minería y Geología (Dinamige) como contribuição ao projeto Mapa Hidrogeológico da América do Sul, da UNESCO.

O trabalho procura seguir a sistemática adotada em sucessivas reuniões de coordenadores de grupos de países da América do Sul quanto à divisão do continente em províncias hidrogeológicas e a padronização segundo uma legenda unificada.

O texto explicativo consiste em seis capítulos, a saber: 1. Introdução; 2. Características gerais do país; 3. Conteúdo do mapa: hidrogeologia; 4. Incidência da água subterrânea no abastecimento público; 5. Identificação de áreas segundo o grau de exploração de águas subterráneas; e 6. Bibliografia.

No capítulo 1, numa só página, os autores situam os objetivos do mapa e a metodologia de trabalho, além de listarem os membros da equipe e colaboradores.

No capítulo 2 são utilizados cartogramas e tabelas-síntese para uma caracterização geral do território, compreendendo a geomorfologia, os solos, o clima, o regime hidrológico (segundo as bacias hidrográficas) e a geologia.

O capítulo 3 serve de suporte à explicação do mapa. Na divisão de províncias hidrogeológicas do continente, o território uruguaio é subdividido segundo as províncias do Paraná, do Escudo Meridional e Costeira. A partir daí, fez-se uma classificação das unidades aquíferas combinando "simultânea ou alternativamente" parâmetros litológicos e hidrodinâmicos segundo três grandes categorias:

- Rochas porosas com importância hidrogeológica relativa grande a pequena.
- Rochas fraturadas com importância hidrogeológica relativa média a pequena.

Carta Hidrogeológica a Escala 1:2.000.000, Texto Explicativo, República Oriental del Uruguay, Por Dinamige; Walter Heinzen (coord.), 1986, Ed. Ministerio de Industria Y Energía, 70 p., Montevideo.

● Rochas porosas ou fraturadas com importância hidrogeológica muito pequena ou nula.

No texto, são mostrados poços representativos de algumas unidades aquíferas; para cada um deles é apresentado o perfil litológico e construtivo, cópia de laudo de análise físico-química da água e gráfico de classificação da água para irrigação.

No capítulo 4 é apresentada a situação atual do uso de água subterrânea para abastecimento público no país. A produção atual de água subterrânea, $1,13.10^6 \text{ m}^3/\text{mês}$, representa apenas 20% da água fornecida à população. No entanto, o benefício público é expressivo: dos 194 núcleos urbanos do país, 158 (82%) são abastecidos por água subterrânea – são as pequenas cidades e povoados do interior. Montevideu (1,5 milhão de habitantes) e mais 18 cidades importantes são abastecidas por água de superfície.

No capítulo 5, os autores procuram dar uma idéia de densidade de exploração de água subterrânea, assinalando áreas de exploração intensiva e descontrolada na Província Costeira (Canelones, Punta del Este, Maldonado) e destacando o potencial de exploração do aquífero Tacuarembó (equivalente ao aquífero Botucatu) que ocupa 40.000 km^2 de extensão no noroeste do país, a maior parte confinada.

No conjunto, tanto o texto como a realização cartográfica apresentam insuficiências e omissões que induzem o leitor a qualificar o trabalho como um esboço ou ensaio daquilo que os autores doravante se propõem a fazer: o mapa hidrogeológico 1:500.000 do território uruguaio. Apontamos algumas dessas deficiências:

a. Escala e cartografia – numa folha de 60x80 cm, o mapa hidrogeológico ocupa o canto superior esquerdo (30x30 cm); o

restante da folha é ocupado pela legenda e por três mapas laterais, em escala reduzida: aquífero Tacuarembó, mapa de isoietas e mapa de densidade de poços. Decididamente, a escala 1:2.000.000 para o mapa principal foi uma escolha pouco feliz, para um país de extensão equivalente ao Estado do Paraná.

b. Qualificação das informações utilizadas – Os autores tratam de modo sumário os procedimentos adotados no processamento e na seleção de dados (poços); não há nenhuma referência ao número de poços selecionados para o estudo e de sua distribuição em área. Mesmo os poços representativos, plotados em mapa, o leitor terá de contá-los (são 54 no mapa principal e sete no mapa lateral).

c. Caracterização da produtividade dos aquíferos – Com base no parâmetro *capacidade específica* do poço, os autores representam três faixas de produtividade (alta, média, baixa) com as respectivas hachuras; a faixa *média* tem amplitude de 4 a 0,5 $\text{m}^3 \cdot \text{h}/\text{m}$, o que impede qualquer esforço de individualização de áreas. Disso resulta, no mapa, o desenho de uma hachura que recobre a metade do território passando por unidades hidrogeológicas diversas.

d. Caracterização química das águas – Os autores se abstiveram de fazer o estudo e representação dos tipos químicos das águas, a nível regional, segundo as províncias hidrogeológicas. Além disso, não dão informações sobre a potabilidade das águas e possíveis ocorrências de nitratos, suspeitáveis em áreas agrícolas, dominantes no país; um descuido que não é compatível com a ampla utilização das águas para consumo humano.

O trabalho, apesar das deficiências apontadas, atende ao objetivo imediato de fornecer subsídios para o Mapa Hidrogeológico da América do Sul. A

Grupo	Entidade responsável	Escala de apresentação	Data de conclusão
I			
Colômbia	Ingeominas	1:2.500.00	14.04.86
Guiana	Hydrometeorological Service	1:500.000	25.07.86
Guiana Francesa	BRGM	1:5.000.000	31.09.85
Suriname	Min. Rec. Naturales y Energía	1:500.000	30.04.86
Venezuela	MARNR	1:2.500.000	30.12.85
II			
Bolivia	Geobol	1:2.500.000	15.02.86
Chile	Dirección General de Aguas	1:2.500.000	30.06.86
Equador	INAMHI/DGGM	1:1.000.000	30.12.83
	PRONAREG	1:2.000.000	30.12.82
Peru	PE-AFATER	1:2.500.000	30.06.86
III			
Argentina	INCYTH	1:5.000.000	30.06.86
Brasil	DNPM/CPRM	1:5.000.000	30.12.82
Uruguai	Dinamige	1:2.000.000	30.07.86
Paraguai	Min. Defensa Nacional	1:1.000.000	30.08.86

Fonte: UNESCO 1986

propósito, registre-se que este mapa continental será editado na escala 1:5.000.000 sob os auspícios do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), com publicação prevista para 1988 pela UNESCO.

A título de informação, reproduz-se no quadro ao lado a disponibilidade de mapas hidrogeológicos nacionais, elaborados segundo uma legenda comum, para os países da América do Sul.

Gerônimo Albuquerque Rocha
São Paulo, SP

A SGB ESTÁ EM CAMPANHA DE NOVOS SÓCIOS

Estão convidados a participar:

Todos os geólogos, engenheiros de minas e demais interessados no progresso das Geociências no país.

Todos os sócios quites: concorrerão a brindes pela indicação de novos sócios.

Todos os sócios em débito ou ex-associados: podem receber descontos em suas anuidades atrasadas, pela indicação de novos membros.



**FORMULÁRIO
DE LIVRE
REPRODUÇÃO**

PROPOSTA PARA ADMISSÃO DE SÓCIO CATEGORIA _____

NOME _____

NASCIMENTO: Local _____ Estado _____ Data ____/____/____ Sexo _____

ESCOLA _____

CURSO _____ Ano de Graduação _____

PROFISSÃO _____

FIRMA OU INSTITUIÇÃO _____

ENDEREÇO POSTAL _____

ENDEREÇO ALTERNATIVO _____

DATA _____ DE _____ DE _____

Os sócios efetivos abaixo assinados declaram conhecer o candidato e atestam que atua em Geociências, preenchendo as condições do artigo 5º dos estatutos da SBG.

ASSINATURA

NOME _____ ASSINATURA _____

NOME _____ ASSINATURA _____

Declarada de Utilidade Pública Estadual em 31/12/1957 - lei nº 45191 SP - Declarada de Utilidade Pública Federal em 04/06/1981 - Decreto nº 86072 - CGC: 62.916.366/0001-62. A SGB possui 13 Núcleos Regionais e sua sede fica em São Paulo, SP, Brasil. Fone: (011) 212-6166.

Av. Lúcio Martins Rodrigues, Travessa 5 (Cidade Universitária), Caixa Postal 20897, CEP 01498, São Paulo, SP

INSTRUÇÕES AOS AUTORES PARA A PREPARAÇÃO DE MANUSCRITOS

ORIENTAÇÃO GERAL

1. A Revista Brasileira de Geociências é impressa na forma e dimensões desta publicação.

2. O original e duas cópias do artigo submetido para publicação deverão ser enviados ao Editor-Chefe. O Autor deverá reter uma cópia idêntica.

3. Os manuscritos deverão ser enviados com carta de encaminhamento, com nome(s) de Autor(es) e endereço(s) completo(s) assinando eventual interesse em receber separatas em quantidade maior que as 50 gratuitas. As separatas adicionais serão cobradas de acordo com tabela em vigor no momento.

4. Os artigos devem ser publicados em Português, porém em casos especiais, serão aceitos também artigos em Inglês, Francês ou Espanhol.

5. Os artigos deverão ser concisos, não ultrapassando quarenta folhas datilografadas, incluindo resumos, ilustrações, tabelas, referências bibliográficas, etc. Somente em casos muito especiais, dada a extrema importância e oportunidade do assunto ventilado, serão aceitos manuscritos com número superior de páginas.

6. O texto deve ser encaminhado completo e definitivamente revisto. O(s) Autor(es) receberá(ão) uma prova para correção, em paralelo à que será feita pela Editora, com base no texto enviado. Cabe ao(s) Autor(es) a responsabilidade do original.

7. Cartas e artigos curtos de debates sobre trabalhos publicados na Revista poderão ser aceitos, com direito à resposta dos Autores, na seção RBG-Debate.

TEXTO

8. O manuscrito deverá ser datilografado ou composto em computador de acordo com a ortografia vigente, com linhas de até 70 toques em espaço duplo, de um só lado do papel, observando uma margem de 2,0 cm do lado esquerdo; 1,0 cm do lado direito; 2,0 cm de margem acima e abaixo. Deverá ser usado papel branco no formato de mais ou menos 21,0x29,7 cm (tamanho A-4 da ABNT), ou seja, ocupando área útil de 18x26 cm. As páginas deverão ser numeradas à direita, ao alto, de maneira consecutiva, inclusive figuras e tabelas (nas ilustrações a numeração deve ser feita a lápis, acrescentando-se o nome do primeiro Autor).

9. Letras e palavras que devem aparecer em negrito deverão ser sublinhadas com dois traços. Palavras e letras em grifo (italico) deverão ser sublinhadas com um traço. Destacar do texto com dois espaços os títulos, subtítulos e indicação da posição de ilustrações (neste caso, escrever Figura 1, Tabela 2, etc.), usando uma linha inteira.

10. Em folha não numerada deverá constar o nome do artigo, número de tabelas, gráficos e fotografias.

11. Em outra folha não numerada deverão constar: nome do artigo, Autor(es), nome do laboratório, departamento, instituto ou organização, código postal, cidade, estado e país. Lembrar que a publicação do endereço é para permitir o contato por terceiros, via postal. Outras informações relativas ao título deverão ser colocadas como nota de rodapé.

12. Também em folha não numerada deverá constar um sumário geral do artigo, com a hierarquia geral de títulos e subtítulos de acordo com o padrão da Revista; exemplo:

INTRODUÇÃO

GEOLOGIA GERAL

Reconhecimento das fácies e suas descrições

FÁCIES DE RITMITOS ARENOSOS

Litologia

Disposição geométrica/estratigrafia

FÁCIES E RITMITOS ARGÍLOSOS

ESTRATIGRAFIA

Medição de paleocorrentes

Interpretação ambiental

CONCLUSÕES

Agradecimentos

13. Na primeira folha numerada deverá vir um resumo do artigo, vertido para a língua inglesa (abstract), num total não maior do que vinte e cinco linhas datilografadas. Sua forma e estilo deverão permitir a sua utilização por revistas de resumo tais como *Chemical Abstracts*, *Gephysical Abstracts*, *Engineering Abstracts* e outras. Na segunda folha deve constar um resumo em Português. O título traduzido do artigo deve aparecer em maiúsculas, no início dos resumos, em língua diferente do texto.

ILUSTRAÇÕES

14. Gráficos, desenhos, fotos e mapas deverão ter aproximadamente o dobro do tamanho em que serão publicados (estimar de 8,5 a 18 cm, horizontais, o tamanho em que deverão aparecer na Revista). Não serão efetuados encartes. O tamanho das ilustrações deve ser compatível com a densidade de informações nelas contidas.

15. Nas ilustrações, os letreiros e os símbolos deverão ser colocados em tamanho adequado, prevendo as eventuais reduções. Todos os símbolos empregados deverão ser explicados. Escalas gráficas deverão ser colocadas próximas ou, dependendo do caso, dentro de mapas e fotos, eliminando-se escalas numéricas.

16. As tabelas deverão ser auto-explicativas. Não poderão ser muito extensas para que não se tornem ilegíveis devido à redução.

17. Os títulos das ilustrações devem ser relacionados numa folha à parte, para possibilitar a composição. Não colocar legendas dentro de gráficos ou tabelas. Em tais casos, é mais conveniente numerar os símbolos utilizados, prevendo as reduções, e apresentar em folhas separadas as legendas explicativas.

18. Gráficos e desenhos deverão ser feitos em papel vegetal ou em papel branco (esta é a forma preferível). Não serão aceitas cópias xerográficas; porém reproduções fotográficas bem nítidas e contrastadas, em papel brilhante, poderão ser utilizadas.

19. As fotografias deverão ser nítidas e em preto e branco. Apenas em casos excepcionais, a critério do Corpo Consultivo, poderão ser aceitas fotografias coloridas.

FÓRMULAS E EQUAÇÕES

20. Os Autores deverão fornecer instruções claras sobre como desejam a composição dos símbolos. Em caso de símbolos gregos ou outras letras não romanas, convém indicar seus nomes em palavras à margem esquerda do local onde primeiramente aparecerem.

21. Equações deverão ser numeradas em seqüência, ao lado direito da folha, entre parênteses. No texto, deverão ser referidas como "equação (1)", etc. As equações requerem pontuação normal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

22. As referências bibliográficas, sob este título, devem ser listadas ao final do texto em ordem alfabética de sobrenome do primeiro autor. Sua forma deve obedecer às *Normas ABNT sobre documentação* (ABNT 1978, Rio de Janeiro), modificadas quanto à posição das datas, citação no texto e incluindo relação de todos os autores. Exemplos:

Artigos de Periódicos

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon ages of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 30(2): 159-189.

Artigos de Publicações Seriadas

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. 1970. *Geologia da Região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 140 p. (Boletim 136).

VICALVI, M.A.; KOTZIAN, S.C.B.; FORTI-ESTEVES, I.R. 1977. A ocorrência de microfauna estuarina no quaternário da plataforma continental de São Paulo. In: PETROBRÁS. *Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil*. Rio de Janeiro. CENPES/DINTEP. p. 77-96. (Série Projeto REMAC 2).

Artigos de Publicações Relativas a Eventos

BIONDI, J.C. 1982. Kimberlitos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v. 2, p. 452-464.

PRICE, N.J. 1970. Laws of rock behaviour in the earth's crust. In: SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 11, Berkeley, 1969. *Proceedings...* New York, AIME. p. 3-23.

Livros

TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. 1960. *Igneous and metamorphic petrology*. 2 ed. New York, McGraw-Hill. 694 p.

Capítulos de Livros

WINDLEY, B.F. 1981. Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. In: KRONER, A. ed. *Precambrian plate tectonics*. Amsterdam, Elsevier. p. 1-20.

23. As referências dentro do texto devem seguir as formas: um autor (Windley 1981, Price 1970); dois autores (Turner & Verhoogen 1960); três ou mais autores (Amaral et al. 1966). Distinguir com uma letra trabalhos com mesmo(s) autor(es) e mesma data.

24. Como a principal função das referências é a de permitir a consulta ou a obtenção da obra, deve-se obedecer também à padronização internacional de abreviações de nomes de revistas, que podem ser encontradas em:

CHEMICAL ABSTRACTS SERVICE SOURCE INDEX (CASSI): 1907 - 1979, 1982, 1983.

WORLD LIST OF SCIENTIFIC PERIODICALS: 1965 4 ed., London. Bullerwords, 1900-1960.

PUBLICATIONS INDEXED FOR ENGINEERING (PIE): 1981. New York, Engineering Information.

SUMÁRIO

REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS

Volume 18 número 1

março 1988

	1	APRESENTAÇÃO
JORGE KAZUO YAMAMOTO	3	Representações gráficas espaciais em geociências auxiliadas por computador.
MARTA S.M. MANTOVANI e CHRIS J. HAWKES WORTH	27	Crustal contamination inverted: some preliminary results
LÚCIA CASTANHEIRA DE MORAES	33	Aspectos petrológicos do magmatismo alcalino-cretáceo de Santo Antônio
OLIVAR A. L. DE LIMA e TELMA A. D. MIRANDA	43	Condições hidrogeológicas dos aquíferos artesianos na região do Complexo Petroquímico de Camaçari, Bahia
PETER HORN, DIETER MÜLLER-SOHNUS and AXEL SCHULT	50	Potassium-Argon ages on a mesozoic tholeiitic dike swarm in Rio Grande do Norte, Brazil.
REINHARDT A. FUCK, ONILDO JOÃO MARINI, MARCEL AUGUSTE DARDENNE e ALMIR NEVES DE FIGUEIREDO	54	Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Niquelândia - Colinas, Goiás.
TELMO RENATO TAGLIANI, MARCOS BORGHETTI HARTMAN, PEDRO ÂNGELO ALMEIDA ABREU, PEDRO CELSO DE OLIVEIRA FERNANDES	63	Estudo da deformação em metavulcanitos ácidos da Serra do Sapo, Cordilheira do Espinhaço Meridional, MG
OSWALDO FRITZSONS JÚNIOR	69	Graisens mineralizados a estanho e tungstênio no Estado do Paraná.
SONIA MARIA BARROS DE OLIVEIRA e JEAN DELVIGNE	79	Evolução mineralógica dos jacupirangitos de Jacupiranga (SP) durante a alteração intempérica.
JOSÉ HENRIQUE GODOY CIGUEL	86	<i>Tentaculites itacurubiensis n. sp.</i> , dos depósitos regressivos do Paraguai Oriental, Siluriano Inferior da Bacia do Paraná.
	93	RESUMOS DE TESES
	105	RESENHA
	108	A SBG está em campanha de novos sócios.

MCT  CNPq

 finep

PROGRAMA DE APOIO A PUBLICAÇÕES CIENTÍFICAS

ISSN 0375 7535