

GOVERNO DO ESTADO DA BAHIA
SECRETARIA DAS MINAS E ENERGIA



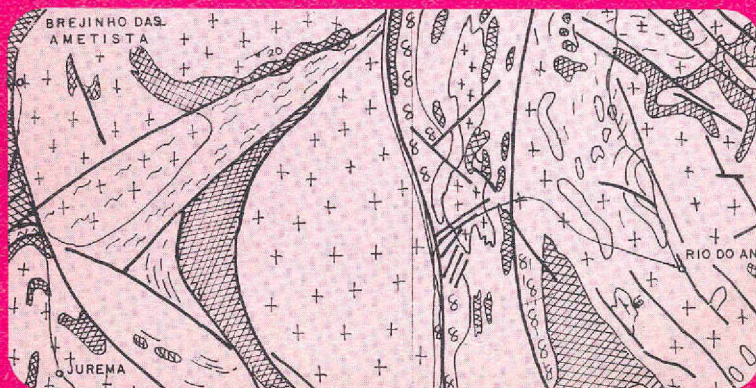
COORDENAÇÃO DA PRODUÇÃO MINERAL

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO DA BAHIA



ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

1981



**ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS
PROMOÇÃO DO NÚCLEO DA BAHIA DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA E
SECRETARIA DAS MINAS E ENERGIA DO ESTADO DA BAHIA**

– SALVADOR – 1979 –

SBG – NÚCLEO DA BAHIA

Presidente	Ernesto Fernando Alves da Silva
Vice-Presidente	Carlos Alberto Correa
1º Secretário	Pérsio Mandetta
2º Secretário	Antônio José Dourado Rocha
1º Tesoureiro	Paulo Henrique Costa
2º Tesoureiro	Teléforo Martinez Marques
Dir. Publicações	Augusto José Pedreira

COORDENAÇÃO CIENTÍFICA

Coordenador Geral	Juracy de Freitas Mascarenhas
Integração Regional	Fernando F. M. de Almeida
Embasamento do Craton	Juracy de Freitas Mascarenhas
Coberturas do Craton	Augusto José Pedreira
Faixa Brasília	Onildo J. Marini
Faixa Araçuaí	Oscar Paulo Gross Braun
Faixas Riacho do Pontal, Rio Preto e Sergipana	Benjamim Bley de Brito Neves

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente	Ernesto Fernando Alves da Silva
Coord. Geral	Juracy de Freitas Mascarenhas
Secretário	Augusto José Pedreira
Tesoureiro	Antônio José Dourado Rocha
Coord. Editorial	Hermes Augusto Verner Inda
Coord. Excursões	Luis Carlos de Moraes
	Moacyr Moura Marinho
Assessoria Especial	Augusto Kishida
	Paulo Henrique Costa
Secretária	Ângela Maria Pereira da Silva

COLABORADORES

Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM
Projeto RADAMBRASIL
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Mineração Tejuicana

Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, 7º Distrito
Esso Prospecção Ltda.
Rio Doce, Geologia e Mineração – DOCEGEO S.A.
Superintendência Regional de Salvador – SUREG-SA

Volume Publicado pelo Grupo de Projetos Especiais da Coordenação da Produção Mineral
da Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia

Edição Preparada e Coordenada pela Secretaria de Projetos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM



GOVERNO DO ESTADO DA BAHIA
SECRETARIA DAS MINAS E ENERGIA



COORDENAÇÃO DA PRODUÇÃO MINERAL

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO DA BAHIA



ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

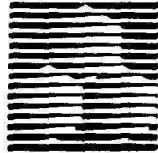
Salvador 1981

GOVERNO DO ESTADO DA BAHIA
Dr. ANTÔNIO CARLOS MAGALHÃES

SECRETARIA DAS MINAS E ENERGIA
Geol. Dr. PAULO GANEM SOUTO

COORDENAÇÃO DA PRODUÇÃO MINERAL
Geol. MANFREDO PIRES CARDOSO

COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL
Geol. JOSÉ CARLOS BOA NOVA



Preparado para impressão na

COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL
SEPRO — Secretaria de Projetos
Coordenação de Produção: Jurema F. Silva
Arte-final: Mustapha L. Gargur

**Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas
Marginais, 1., Salvador, nov., 2/7, 1979.**

Anais. — Salvador: Sociedade Brasileira de
Geologia — Núcleo da Bahia; Coordenação da Produção
Mineral, 1981.

207p. :il.

1. Geotectônica. 2. Pré-cambriano. 3.
Geologia regional. 4. Brasil. I. Título.

CDU. 551.24:551.71.72(814)

Com a publicação dos Anais do Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais atinge-se os principais objetivos intentados com a realização do evento.

O êxito obtido com a realização de Reunião Preparatória no período de 13 a 22/08/77, envolvendo discussões preliminares e a fixação das diretrizes básicas foi bastante significativo, pois possibilitou uma antevisão do alcance que teria o Simpósio entre a comunidade geológica do país.

O expressivo número e o padrão qualitativo dos trabalhos apresentados desencadearam discussões do mais alto nível científico, propiciando a consolidação de algumas hipóteses de trabalho e estimulando o aparecimento de novas idéias e indagações, atendendo, portanto, a dialética que norteia os princípios metodológicos das ciências da terra.

A Diretoria do Núcleo da Bahia gestão 79/80, espera que este acervo técnico-científico venha efetivamente a representar para os técnicos e geocientistas do país um dispositivo para a compreensão da evolução geológica, e da distribuição espaço-temporal dos processos metalogenéticos correlatos deste importante segmento crustal.

Para superar as dificuldades naturalmente emergentes na consecução de um conclave dessa natureza a Diretoria do Núcleo da Bahia, contou com o apoio decisivo da Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, assomando em todas as ocasiões o elevado espírito público e a profunda consciência técnico-científica do seu titular geólogo Paulo Ganem Souto.

Ernesto Fernando Alves da Silva
Presidente do Núcleo da Bahia

Esta edição especial consolida definitivamente a fecunda associação da Secretaria das Minas e Energia e a Sociedade Brasileira de Geologia na área da divulgação ampla da informação científica. Ao êxito das três publicações anteriores se somará este volume sobre a geologia do Craton do São Francisco.

O resultado deste esforço conjunto está cumprindo satisfatoriamente o objetivo comum, que é o de transmitir à comunidade os principais passos no progresso do conhecimento geológico gerado no Estado da Bahia, evitando a estocagem da informação científica e suas conseqüências.

Por outro lado, os problemas e as particularidades da geologia baiana cada vez mais se revestem de maior importância para a compreensão da geologia brasileira, o que pode ser atestado pelo nível geral de interesse levantado pelo Simpósio do Craton do São Francisco, e pelo nível da participação nacional que ele conteve.

Manfredo Pires Cardoso
Coordenador

PREFÁCIO

Para a realização do I Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais, foram estabelecidos critérios específicos de atuação das Comissões Regionais. Estas seriam responsáveis pela ordenação da sistemática dos trabalhos a serem apresentados, enfatizando os principais problemas dentro das suas respectivas áreas de atuação. Objetivou-se, com esta organização, a facilidade de comunicação dentre todos os interessados nos temas em que foram subdivididos os trabalhos, ou sejam; *trabalhos de Integração Regional* para ordenação e sistematização dos elementos maiores relativos ao craton, cuja coordenação coube ao Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida; *trabalhos sobre o embasamento do craton* com coordenação do geólogo Juracy de Freitas Mascarenhas; *trabalhos sobre as coberturas do craton* com coordenação do colega Augusto José Pedreira; *trabalhos sobre as Faixas Marginais Setentrionais* Sergipana, Riocho do Pontal e Rio Preto, com coordenação do colega Benjamin Bley de Brito Neves; *trabalhos sobre a Faixa Brasília* com coordenação do colega Onildo João Marini; e *trabalhos sobre a Faixa Araçuaí* englobando a área sudeste e sul do craton, com coordenação do colega Oscar Paulo Grossi Braun.

Embora o Simpósio tenha cumprido com os objetivos gerais programados, e seu êxito tenha sido inegável, numerosos problemas contribuíram para que a sistemática estabelecida não tenha sido completamente realizada, ocasionando ao final, mudanças sensíveis quanto à estruturação prevista.

Entretanto, pode-se considerar que os resultados obtidos

refletiram, no todo, as dificuldades e os avanços globais inerentes à própria evolução dos conhecimentos relativos às áreas precambrianas, para as atuais condições da geologia do Brasil. Percebeu-se, por exemplo que caminha-se a passos largos para a ordenação dos fenômenos geológicos e dos ciclos geotectônicos visando o entendimento global, e para tanto, aplicam-se, ou sente-se a necessidade urgente de aplicar os elementos geoquímicos, geofísicos e geocronológicos, como ferramentas imprescindíveis na análise e interpretação dos modelos genéticos e evolutivos.

Contrapõem-se os modelos contemporâneos aos modelos geológicos clássicos, e abrem-se numerosas diretrizes de pesquisa no campo da geologia econômica. Já não satisfazem as estruturas padronizadas de organizações de simpósios, preferindo-se estabelecer orientações mais restritas e objetivas às temáticas em discussão.

Como exemplo desta atual tendência, ficou claramente evidenciado que os debates referentes aos limites particulares do craton do São Francisco, sob a imposição dos conhecimentos atuais e das exigências de elementos de prova, transcorreram sob a aura da incerteza, pois:

- a. são necessários dados geológicos menos subjetivos;
- b. as faixas marginais de dobramento, ao se comportarem geologicamente de maneiras diversas, impõem sérias limitações ao conceito de craton e aos seus limites;
- c. o conhecimento intrínseco das faixas marginais, de sua estra-

tigrafia, de sua tectônica, de seu metamorfismo, ainda são incompletos;

- d. a definição genética das litologias envolvidas ainda é insuficiente, e conseqüentemente, o modelo geológico é parcialmente realista;
- e. a limitação da evolução cronológica dos eventos carece da confirmação dos dados de datações absolutas, altamente carentes;
- f. a limitação dos espaços geotectônicos envolvidos nos modelos estabelecidos, dependem, em grande escala, de dados geofísicos que delineem a compartimentação estrutural;
- g. os estudos estruturais e de deformação policíclica não vêm acompanhando passo a passo os conhecimentos estratigráficos;
- h. os estudos de quimismo de rocha ainda vêm sendo realizados timidamente.

Por outro lado, é importante observar que o conhecimento destas necessidades já é um grande passo na procura das soluções mais realistas. Mesmo nos centros geologicamente mais avançados, as soluções finais para inúmeros dos problemas debatidos no Simpósio ainda estão por serem conhecidos.

Neste contexto e em função da gama de problemas antes formulados, exaustivamente discutidos no decorrer dos trabalhos e durante a reunião final do Simpósio, foram extraídas várias recomendações a serem pensadas e executadas pelos colegas e pelas instituições de ensino, pesquisa, empresas privadas e governamentais, e que em seguida são enumeradas:

1. Criação de uma Coordenação ou Comissão Técnico-Científica para o Craton do São Francisco, a qual, por meio de Grupos de Trabalho ou Sub-comissões, elaborem estudos sobre temas específicos da geologia do craton.

Como resultado destes estudos seriam propostas reuniões de debates em forma de Simpósios ou Mesas Redondas. Outro enfoque para o mesmo assunto seria, que nos Simpósios Regionais da S.B.G., a organização deveria ser estabelecida em função de temas específicos e não por áreas de atuação.

- a) Gênese e evolução de greenstone belts;
 - b) Caracterização das rochas granulíticas do evento Jequié;
 - c) Origem e evolução das estruturas ovaladas arqueanas;
 - d) Caracterização dos estilos estruturais superimpostos nas Faixas Móveis;
 - e) Integração de dados geológicos e geofísicos para o desenvolvimento de modelos geodinâmicos;
 - f) Caracterização de Províncias Geotectônicas;
 - g) Metalotectos de Faixas Móveis, Coberturas e Embasamento Cratônicos;
 - h) Evolução do magmatismo plutônico de áreas cratônicas;
 - i) Evolução de áreas cratônicas;
 - j) Correlação entre a evolução de áreas cratônicas brasileiras e de outros países;
 - k) Províncias Metalogenéticas e Mapas Metalogenéticos;
 - l) Ambientes de sedimentação précambrianos;
 - m) Estudo e análise das Faixas Marginais do Craton do São Francisco, por meio dos seguintes temas:
 - Sedimentação – Estratigrafia
 - Análise estrutural
 - Magmatismo
 - Quimismo
 - Geocronologia
 - Geofísica
 - Evolução geotectônica
2. Estabelecimento de critérios geoquímicos padronizados para interpretação genética de litologias.
 3. Estabelecimento de programas geocronológicos a curto, mé-

dio e longo prazos, para regiões cujos conhecimentos geológicos sejam suficientemente controlados para permitirem a análise da interação dos fatores estruturais e petrogenéticos que influenciam os resultados analíticos.

4. Recomenda-se ao Departamento Nacional da Produção Mineral – DNMP, a continuação da política de mapeamento geológico para as escalas 1:100.000 e 1:50.000 nos moldes do I Plano Mestre Decenal, com ênfase nas feições e ambientes metalogenéticos propícios à definição de Áreas-Alvo para pesquisas de semi-detalle e detalle.

5. Considera-se altamente relevante a ampliação da pesquisa geológica pura no Brasil, para permitir o avanço da geociências.

No particular deverão ser estabelecidos programas geológicos integrados a serem financiados por órgãos governamentais. As empresas de Geologia e Mineração poderão colaborar eficientemente por meio de bolsas de estudos e teses de pós-graduação ao proporem às Universidades temas específicos de pesquisa, que embora não sejam compatíveis, a curto prazo, com as diretrizes das empresas, serão necessárias à compreensão dos ambientes e modelos metalogenéticos.

6. Criação de uma Coordenação de Geofísica dentro da estrutura da Comissão Técnico-Científica do Craton do São Francisco, com os seguintes objetivos:

- a) fornecer apoio às coordenações existentes;
- b) fornecer apoio de dados geofísicos básicos;
- c) fornecer apoio às áreas fora do craton;
- d) sugerir ao DNPM e às Secretarias de Minas dos Estados da Bahia e Goiás, e órgãos correspondentes dos Estados de Minas Gerais e Sergipe, os seguintes projetos geofísicos complementares para conhecimento integral do craton:
 - Projeto Aerogeofísico Barreiras-Guanambi;
 - Projeto Carta Bouguer ao Milionésimo;
 - Projeto Integração de Dados Geológicos, Geofísicos e Geofísicos do Estado da Bahia;
 - Projeto Integração de Dados Geológicos, Geofísicos e Geoquímicos do Craton do São Francisco;
- e) sugerir ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, e à Comissão de Geodinâmica os seguintes trabalhos:
 - Medições elétricas e de Correntes Telúricas no craton;
 - Realização de perfis sísmicos estratégicos e perfis de eletroresistividade para apoio aos cálculos quantitativos da crosta e das coberturas do craton;
 - Estabelecer um programa sistemático de medida do Regime Térmico do Craton.

Vale acrescentar neste final de exposição que dos 35 resumos apresentados e debatidos no Simpósio, apenas 23 foram recebidos para publicação nos Anais. Ao início previa-se também a publicação dos debates para cada trabalho apresentado, entretanto, o rendimento obtido após a transcrição das fitas gravadas não foi suficientemente elevado para permitir uma continuidade lógica dos assuntos debatidos e por esse motivo optou-se pela sua eliminação.

Ao complementarmos estas considerações queremos deixar expresso em nosso nome e em nome da Comissão Organizadora, o mais vivo reconhecimento aos colegas geólogos e às Empresas que colaboraram para a organização e êxito deste Simpósio.

Nos trabalhos apresentados em seguida, os colegas terão oportunidade de analisar, avaliar e concluir sobre a situação atual dos conhecimentos geológicos no craton do São Francisco, e, por outro lado, estabelecerem diretrizes futuras de trabalhos que levem ao aprofundamento das idéias que hoje prevalecem.

Juracy de Freitas Mascarenhas
Coordenador

SUMÁRIO

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

- O CRATON DO PARAMIRIM E SUAS RELAÇÕES COM O DO SÃO FRANCISCO (*F.F.M. de Almeida*) 1
- THE BASEMENT IN THE GOIÁS STATE. ITS COMPONENTS AND THEIR RELATION TO THE SÃO FRANCISCO CRATON (*J.P. Jone*) . . . 10
- FEIÇÕES GRAVIMÉTRICAS E MAGNÉTICAS DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (*Antônio Carlos Motta, Raymundo A.A. Dias Gomes, Inácio de Medeiros Delgado, Luiz P. de Siqueira e Augusto J. Pedreira*) 17

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

- O EMBASAMENTO PRECAMBRIANO NO ESTADO DA BAHIA E SUA GÊNESE (*Juracy de Freitas Mascarenhas*) 34
- GEOLOGIA DO “GREENSTONE BELT” DE CRIXÁS (GO) E SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS (*Lineu A. de Saboia, Noevaldo A. Teixeira, José Henrique G. de Castro e Antônio S. Teixeira*) 39
- CONSIDERAÇÕES SOBRE O “CRATON DO PARAMIRIM” E INDICAÇÃO DE UM MODELO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA AMÉRICA DO SUL, COM BASE NA ACREÇÃO CONTINENTAL (*U. G. Cordani*) . . 51
- EVOLUÇÃO DO ARQUEANO NA REGIÃO CENTRO-SUL DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL (*Luis Carlos de Moraes e João Batista Alves Arcaño*) 56
- “GREENSTONE BELT” DO RIO ITAPICURU (BA) – Estratigrafia Química e Algumas Idéias Sobre Sua Evolução Geotécnica (*Augusto Kishida e Luca Riccio*) 63
- A ORIGEM DO GRANODIORITO GAMELEIRA, CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E SUAS RELAÇÕES COM OS EVENTOS TECTOMETAMÓRFICOS REGIONAIS (*Reinaldo Antônio Petta e Jean Michel Le-grand*) 73

PARTE III – COBERTURAS DO CRATON

- A REGIÃO DA SERRA DE JACOBINA, UM PALEORELEVO ATIVO DURANTE A SEDIMENTAÇÃO DOS GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA E BAMBUÍ (*Adevanil de Santana Lamartin Montes, Manuel Lamartin Montes e Marcel Auguste Dardene*) 79

CORRELAÇÃO ENTRE O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NO BRASIL, O GRUPO CHELA EM ANGOLA E AS FORMAÇÕES NOSIB e KHOABENDUS DA NAMÍBIA (*Joaquim Raul Torquato e Antônio Celso Campolim Fogaça*) 87

DATAÇÕES Rb-Sr e K-Ar DAS FORMAÇÕES BEBEDOURO E CABO-CLO NA CHAPADA DIAMANTINA (*Maria Helena de Freitas Macedo e Michel G. Bonhomme*) 98

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA E DO SEU EMBASAMENTO (*O.J. Marini, R.A. Fuck, J.C. Danni e M.A. Dardenne*) 100

SÍNTESE GEOQUÍMICA DE PARTE DO MACIÇO MEDIANO DE GOIÁS (*Raymundo José Portella Brim*) 116

SÍNTESE DE GEOFÍSICA AÉREA DE PARTE MERIDIONAL DO MACIÇO GOIANO (*Armando da Silva Neiva e Sebastião Dias do Carmo*) 117

O GRUPO ARAXÁ E UNIDADES HOMOTAXIAIS (*Reinhardt A. Fuck e Onildo J. Marini*) 118

UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS DO EMBASAMENTO DAS FAIXAS DOBRADAS DA MARGEM OCIDENTAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (*José Caruso M. Danni e Reinhardt A. Fuck*) 130

OS GRUPOS PARANOÁ E BAMBUÍ NA FAIXA DOBRADA BRASÍLIA (*Marcel Auguste Dardenne*) 140

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

CONTRIBUIÇÃO E ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ (*Joachim Karfunkel, José Carlos Schmidt e Barbosa Stewart Karfunkel*) 158

A TECTÔNICA RÍGIDA DO FIM DO CICLO BRASILIANO E SUA IMPLICAÇÃO NA ESTRUTURAÇÃO DA BORDA SUL E SUDOESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO: TENTATIVA DE UM MODELO PRELIMINAR (*Eberhard Wernick, Alberto Pio Fiori, Jorge Silva Bettencourt e Asit Choudhuri*) 164

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRATON DE SÃO FRANCISCO (*Eberhard Wernick e Alberto Pio Fiori*) 169

O DENOMINADO “CRATON DO SÃO FRANCISCO” A SUA “FAIXA ARAÇUAÍ” E A EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO BRASIL (*Oscar Paulo G. Braun e Milton Brand Baptista*) 180

PEGMATITOS DO MÉDIO JEQUITINHONHA – Um Modelo Genético (*José Haroldo da-Silva Sá e Reinholt Ellert*) 199

PARTE I

INTEGRAÇÃO REGIONAL

O CRATON DO PARAMIRIM E SUAS RELAÇÕES COM O DO SÃO FRANCISCO

F. F. M. de Almeida
Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A.

The Paramirim Craton is described as a crustal segment stabilized after the Jequié event and surrounded by mobile belts. During the Proterozoic this craton was partially remobilized and its original borders were modified. The São Francisco Craton, the foreland of the marginal Brazilian belts of folding, is constituted by the stable innermost area of the Paramirim Craton annexed to a long part of the Coastal mobile belt in the State of Bahia which was not reworked by the Brazilian Cycle.

INTRODUÇÃO

Tem-se observado que regimes tectônicos desenvolvidos em fins do Arqueano denotam marcada influência na história subsequente, podendo mesmo estender-se ao Fanerozóico. Áreas cratônicas subcirculares a elípticas, com poucas centenas de milhares de quilômetros quadrados, são envolvidas por cinturões de evolução tectono-metamórfica policíclica, de repetida e intensa mobilidade. Enquanto que aquelas são constituídas de gnaisses e rochas granitóides entre as quais se intercalam seqüências supracrustais arqueanas, de natureza vulcânico-sedimentar e metamorfismo geralmente baixo, os cinturões móveis pericratônicos exibem efeitos de episódios de tectogênese, metamorfismo geralmente de médio a alto grau, plutonismo e intenso magmatismo. Em todos os continentes tem sido comprovada a existência desses primitivos crátons, cuja relativa estabilidade se estabeleceu entre fins do Arqueano e o Proterozóico Antigo. Vinte e sete foram relacionados recentemente por Goodwin (1977). Eles despertam interesse, não só por apresentarem os mais evidentes testemunhos da história antiga do planeta como por conterem concentrações minerais em níveis econômicos, sobretudo relacionadas com a presença de seus cinturões de rochas verdes (*greenstone belts*).

Muitas dúvidas persistem em relação às condições espaço-temporais de formação dos primitivos crátons, seus cinturões de rochas verdes e os cinturões móveis limitantes. Admite-se ter havido acentuado diacronismo nessa história, nos

diversos continentes, e o tempo durante o qual se formaram os *greenstone belts* excederia 1.200 Ma (Glikson, 1976). Algumas das faixas de mobilidade crustal elevada manifestaram atividades recorrentes desde fins do Arqueano até o ocaso do Proterozóico, como se deu com os cinturões móveis Ubendiano (Kröner, 1977 a) e o Mozambique (Hepworth, 1972) na África, e o cinturão móvel Costeiro no Brasil. Outros estabilizaram-se em várias ocasiões, para não mais sofrerem atividades recorrentes após havê-las manifestado durante 1.000 ou 2.000 Ma. Tal é o caso dos cinturões Limpopo entre os crátons da Rodésia e Kaapvaal para juntos constituírem o cráton pan-africano do Kalahari, e o trecho baiano do cinturão Costeiro, para integrar o cráton do São Francisco.

Como consequência de sua demorada e complexa história dinâmica e intensidade dos processos térmicos e tectônicos que os afetaram, os cinturões móveis apresentam as maiores dificuldades em sua interpretação, correlações à distância de suas litologias e estruturas, ciclos e fases tectônicas, fenômenos de metamorfismo e magmatismo.

As datações por métodos radiométricos fornecem resultados cujo significado pode ser cheio de dúvidas.

Alguns cinturões móveis satisfazem ao conceito de *mobile belts* (Anhaeusser et al., 1969): cinturões metamórficos lineares, mais novos, que tendem a envolver os núcleos cratônicos antigos, e se caracterizam por metamorfismo de alto grau, granitização e, frequentemente, deslocamentos transcorrentes. A expressão foi usada para substituir *orogenic belts*, conside-

rados por esses autores como implicando em evolução geotectônica envolvendo geossinclíneos e orogênese. Todavia, casos há comprovando que em certos trechos, e em determinadas ocasiões, essas faixas de prolongada mobilidade podem ter assistida à evolução de natureza "geossinclinal" cujos produtos podem ter sido inteiramente removidos pela erosão, ou ainda serem claramente reconhecidos no terreno, tal como ocorre nos cinturões Damara e Congo Ocidental na África e no trecho meridional do cinturão Costeiro no Brasil.

No presente trabalho, de caráter introdutório, o autor procurou reunir elementos que demonstram a existência pré-terita de um trecho da crosta no Brasil, que após o evento Jequié e antes mesmo do estabelecimento dos efeitos do ciclo Transamazônico sobre ele, adquiriu relativa estabilidade, reunindo características dos crátons arqueanos identificados em todos os continentes. Discute, ainda que em caráter preliminar, o problema de seus limites, assim como as relações espaço-temporais com o cráton do São Francisco, do qual foi em parte precursor. Numerosos trabalhos têm sido publicados sobre as regiões que serão mencionadas, achando-se em maior parte resumidos no volume dos Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais (Publ. Esp. 3, Núcleo da Bahia, SBG, 1978).

O CRATON DO PARAMIRIM

CONCEITO

A região que no Brasil se estende a leste do cráton Amazônico constitui o extenso domínio de atuação dos fenômenos relacionados com o ciclo Brasileiro. Dentro de sua grande heterogeneidade, o cráton do Paramirim (Almeida, 1978a) nela se destaca como uma área de embasamento arqueano que no decorrer do Proterozóico, e mesmo após, no Fanerozóico, sempre teve mais atenuadas todas as manifestações tectônicas, magmáticas e metamórficas se comparadas com as realizadas longe dela. O cráton tem configuração ovalada, alongando-se a NNE-SSW, tendo ocupado área que originalmente ultrapassou 900.000 km². Estende-se por partes dos estados da Bahia, Minas Gerais, Goiás, Piauí e Pernambuco.

O cráton do Paramirim é uma entidade geotectônica de idade pré-transamazônica, situada numa região que foi intensamente afetada pelo evento Jequié, tal como o foram os cinturões móveis que o rodeiam, pelo que se teria originado após esse evento, seja ainda no final do Arqueano ou já em incios do Proterozóico, com o que se equipara aos crátons primitivos do Canadá, oeste da Austrália, Índia peninsular, sul da África, Sibéria, etc.

Admitindo-se o fator 1,42 e não 1,47 para a constante de desintegração do Rb, hoje internacionalmente mais aceito, o evento Jequié ter-se-ia desenrolado entre 2,7 e 2,9 Ga, enquanto que o limite recentemente proposto para o Arqueano (James, 1978) corresponde a 2.500 Ma.

O cráton do Paramirim é envolvido por cinturões móveis de evolução polimetamórfica, cujos derradeiros eventos se processaram a cerca de 650 — 500 Ma. Esses cinturões são: o Alfenas a sul e sudoeste (Almeida et al., 1979); Ceres a oeste, em Goiás; Costeiro a leste (Mascarenhas, 1973; Mascarenhas et al., 1976; Almeida, 1978a) e o domínio Carriano, que também tem caráter de um cinturão móvel de longa evolução, situado a norte do cráton.

As bordas do cráton do Paramirim foram mais ou menos intensamente modificadas pelos eventos posteriores, no decor-

rer do Proterozóico; ou acham-se ocultas por coberturas diversas, ou ainda não foram suficientemente investigadas, pelo que o problema do estabelecimento de seus limites originais, de grande significado para a geologia do Pré-Cambriano brasileiro, permanece grandemente em aberto.

EMBASAMENTO

O embasamento do cráton do Paramirim constitui um dos temas específicos deste Simpósio, pelo que não será aqui motivo de maior atenção. Lembra-se, porém, que em maior parte se acha oculto sob coberturas diversas ou depósitos de aparência "miogeossinclinal" que sobre ele se desenvolveram durante o Proterozóico. Em Minas Gerais o embasamento está bem exposto nas altas bacias dos rios Grande, Doce, Paraopeba e São Francisco. Compreende o Grupo Barbacena (Ebert, 1957, 1962) e seus possíveis correlativos (Herz, 1970), inclusive o Complexo de Guanhões, geralmente indicados nos mapas como Pré-Cambriano Indiviso ou CD. Constitui-se de tipos diversos de gnaisses e migmatitos, incluindo anfibolitos, charnockitos, granitos, granodioritos e outras eruptivas, assim como máficas e ultramáficas que podem representar restos de *greenstone belts*. Rochas supracrustais de baixo grau metamórfico distribuem-se nesses complexos, algumas constituindo seqüências de tipos *greenstone belts*. É esse o caso do Supergrupo Rio das Velhas, assim interpretado por Schorscher (1976) e Almeida (1976a), que contém rochas vulcânicas de filiação komatiítica (Schorscher, 1978). Também a Formação Lafaiete (Pires, 1978) e provavelmente os xistos, itabiritos e rochas metamórficas penetradas pelo embasamento remobilizado (Hoffmann, 1978) da região de Gouvea, exemplificam essas seqüências. Müller et al. (1978) reconheceram natureza komatiítica em outras rochas do embasamento cristalino a sul e leste do Quadrilátero Ferrífero. Algumas datações Rb/Sr, inclusive isócronas, e K/Ar em minerais, posto que ainda em caráter de reconhecimento (Aldrich et al., 1966; Herz, 1970; Hasui et al., 1976; Neves et al., 1979) indicam a idade arqueana desse embasamento assim como a importância que nele teve o evento Jequié.

Na Bahia, os complexos arqueanos gnáissicos mais ou menos intensamente migmatizados, com granodioritos e granitos associados, e granulitos locais, expõem-se amplamente nas regiões centrais e orientais do cráton do Paramirim, o que deles se conhece tendo sido resumido por Pedreira et al. (1978). Diversas seqüências de rochas supracrustais, representadas por sedimentos e vulcânicas associadas, sobretudo básicas, metamorfozadas em grau baixo, têm sido interpretadas como *greenstone belts*. Sua idade arqueana nem sempre é confirmada pelas datações radiométricas, ao que parece devido à rehomogeneização isotópica que sofreram durante intensos processos tectônicos ligados ao ciclo Transamazônico, mas para a formação inferior do Complexo Contendas-Mirante a idade arqueana parece estar confirmada (Marinho et al., 1978). Os grupos e formações Brumado, Urandí, Colomé, Boquirá, Capim e Jacobina seriam outros exemplos desses cinturões de rochas verdes espalhados no embasamento granítico-gnáissico do cráton do Paramirim na Bahia (Mascarenhas, 1976; Pedreira et al., 1978). Em Goiás, Costa et al. (1976) também consideraram como um *greenstone belt* as rochas verdes da região de Dianópolis.

Embora os conhecimentos relativos ao embasamento do cráton do Paramirim sejam ainda muito incompletos, são suficientes para porem em evidência sua semelhança com

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

outros crátons arqueanos do mundo, deixando supor história evolutiva comparável.

Não sabemos ao certo a época de estabilização original do cráton do Paramirim, desconhecendo-se enxames de diques não metamorfizados ou coberturas compatíveis com sua grande antiguidade. Seu embasamento foi intensamente afetado pelo evento Jequié, que possivelmente remobilizou crosta continental ainda mais antiga da qual já fariam parte seqüências supracrustais do tipo *greenstone belt*. O paralelismo à borda do cráton, das formações Lafaiete e Grupo Don Silvério (se for arqueano), do Complexo Contendas Mirante e do Grupo Jacobina parece refletir a atuação de processos tectogênicos realizados no cinturão móvel Costeiro sobre estruturas do cráton vizinhas à sua borda, no ciclo Transamazônico, senão mesmo antes. Fenômeno comparável observa-se às bordas do cráton da Rodésia (Wilson, 1973; Coward et al., 1976). A sedimentação do Supergrupo Minas processou-se sobre a borda do cráton do Paramirim, que de tal modo tem sua idade de estabilização, provavelmente incompleta, situada entre os ciclos Jequié e Transamazônico.

LIMITES

O problema dos limites entre os primitivos crátons e os cinturões móveis adjacentes pode oferecer grandes dificuldades. Em certas regiões, são bruscos e bem definidos por acidentes tectônicos maiores, zonas suturais marginais profundas reconhecíveis por métodos geológicos e geofísicos. Tais são os casos, entre outros, dos limites entre o cráton Slave e a província Churchill e os limites oeste e sul do cráton Superior no Canadá (Gibb e Thomas, 1976); dos crátons Karnataka e Bastar com o cinturão móvel Eastern Ghates da Índia peninsular (Subrahmanyam, 1978); do cráton do oeste Africano, a leste (Caby, 1970; Bayer e Lesquer, 1977; Louis, 1977); do cráton Yilgarn com os cinturões Darling a oeste e Fraser a sul (Glikson e Lambert, 1973; Mapa Gravimétrico da Austrália, 1976); do limite sudeste do cráton de Aldan com a faixa Dzugdzhur-Stanovik, na Sibéria (Savinskiy et al., 1971), etc. São assinalados por faixas de falhas marginais, frequentemente pela presença de intrusões máficas e ultramáfica ou outras eruptivas de diversas idades e por anomalias lineares gravimétricas Bouguer positivas. É desse tipo o limite do cráton do Paramirim com o cinturão móvel Alfenas, em Minas Gerais e sul de Goiás (Almeida et al., 1979).

Em outros casos, todavia, os limites entre os primitivos crátons e os cinturões móveis marginais podem ter caráter de transição lateral ou ser difusos e indefinidos, devido às modificações mais ou menos intensas que sofreram no decorrer da evolução dos cinturões móveis.

Os reflexos dos fenômenos de evolução dos cinturões móveis podem às vezes se fazer sentir a mais de uma centena de quilômetros para o interior do cráton, como se observa no da Rodésia, a partir do cinturão Limpopo, pois atingem Bulawaio (Coward et al., 1976). Bennett (1972) discute as relações entre o cinturão Limpopo e as bordas do cráton da Rodésia na Botswana oriental, enfatizando as dificuldades em se estabelecer o limite, mascarado pela falta de distinções estruturais, aparentemente devida a um evento tectono-magmático realizado a cerca de 2.000 Ma. No cinturão Mozambique, onde expostos seus contactos com os crátons arqueanos, eles se mostram transicionais, e muitos componentes dos velhos complexos gnáissicos e granítico-*greenstones* podem ainda ser reconhecidos no interior do cinturão móvel (Kröner, 1978). Também no oeste da Austrália a passagem

do cráton Yilgarn para os cinturões móveis Ophthalmian a norte e Albany-Esperance a sul apresenta-se com gradual aumento das deformações e do metamorfismo (Glikson e Lambert, 1973).

Nos casos de transição entre os crátons e os cinturões móveis, critérios mais ou menos arbitrários têm sido propostos para delimitá-los. Mason (1973) sugeriu como limite entre o cinturão Limpopo e o cráton da Rodésia o da remobilização do embasamento. Robertson (1968) indica como limite o aparecimento de fácies granulítica no cinturão móvel, o que raramente se verifica no interior dos crátons adjacentes, e a isógrada do ortopiroxênio é sugerida por Kröner (1977 c). Por vezes, mudanças profundas se realizaram na crosta cratônica, que foi regenerada e isotopicamente rejuvenescida, e mesmo cinturões móveis ou geossinclíneos podem ali ter-se estabelecido mais tarde (Kröner, 1977 a). Com isso, os limites cratônicos passam a variar nos sucessivos ciclos tectogênicos, ora expandindo-se pelo acréscimo de trechos não remobilizados dos cinturões móveis adjacentes, ora retraindo-se com o retrabalhamento de suas bordas, fenômenos que nos parecem claros nas relações entre os crátons do Paramirim e do São Francisco, como veremos. O resultado dessa evolução conduz ao aspecto de uma área cratônica circundada por faixas de dobramentos lineares dispostas às suas bordas e indicando vergência em direção a ela. O conjunto adquire a aparência de um primitivo núcleo que cresceu com a adição dessas faixas marginais, como lembra o cráton do São Francisco (Fig. 1), quando em realidade foi o inverso que se deu, o cráton original tendo sido retrabalhado em suas bordas. Disso se conclui que os limites cratônicos variam de um para outro ciclo, só tendo significado como tais quando referidos a um determinado ciclo.

O CINTURÃO MÓVEL ALFENAS E OS LIMITES SUL E SUDOESTE

No sul de Minas Gerais, mais ou menos na altura de Três Corações, separa-se um ramo do cinturão móvel Costeiro que toma o rumo noroeste, contornando a sul e sudoeste o cráton do Paramirim em direção a Goiás. Foi designado cinturão móvel Alfenas (Almeida et al., 1979). Suas rochas, de fácies anfíbolito a granulito, são gnáisses, migmatitos, tipos de granulitos, charnockitos, metabasitos e rochas calcossilicatadas. Incluem-se em maior parte no Grupo Amparo (Wernick, 1967; Fiori et al., 1978) ou ainda no Complexo Varginha-Guaxupé (Mapa Geológico do Brasil, Folha Rio de Janeiro-Vitória-Iguape). Seus granulitos foram descritos por Oliveira (1973), da região de São José do Rio Pardo. Pela referida Folha verifica-se que rochas charnockíticas se expõem numa faixa quase contínua que passa por Eloi Mendes, Alfenas, Muzambinho, Guaxupé e Arceburgo, na borda norte da faixa de dobramentos, portanto junto ao contato com o cráton do Paramirim, contra o qual parece ter-se elevado o cinturão móvel para expor à superfície rochas crustais de maior profundidade. Todas essas rochas são atribuídas ao ciclo Transamazônico, mas durante o Brasileiro sofreram diaforese e intensos processos de migmatização, remigmatização e granitização. Também ao cinturão Alfenas parecem pertencer rochas de mais baixa fácies metamórfica, gnáisses, xistos e quartzitos atribuídos ao Grupo São João del Rei, de idade brasileira.

Embora as determinações radiométricas de idade das rochas do cinturão Alfenas em Minas Gerais acusem valores transamazônicos e brasileiros (Fiori et al., 1978), não se

pode excluir a possibilidade de, tal como no sul de Goiás, pelo menos algumas de suas rochas granulíticas serem arqueanas, rehomogeneizadas nesse ciclo ou só então tornadas sistemas isotopicamente fechados com a elevação a níveis mais altos da crosta.

Vale aqui notar que o grande complexo de rochas alcalinas de Poços de Caldas apresenta um posicionamento tectônico bem diverso do manifestado pelas intrusões de mesma natureza, também do Cretáceo Superior, que penetraram próximo à borda sul do cráton do Paramirim, pois que se localiza justamente na bifurcação dos cinturões Alfenas e Costeiro.

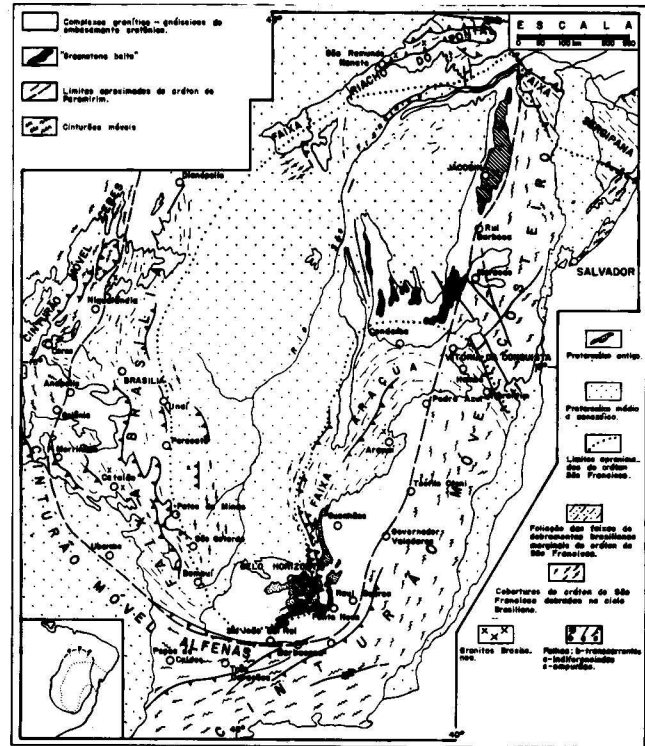
É de se observar, ainda, que próximo à borda SW do cráton do Paramirim, e subparalelamente a ela, se dispõem as intrusões graníticas brasileiras (Besang et al., 1977) da região entre Monte Carmelo e Ibiá e o gabro de Monte Carmelo. Também próximo a ela situa-se a borda da bacia fanerozóica do Paraná e as longas falhas orientadas a noroeste, às quais se relacionam as intrusões ultramáfico-alcalinas e os kimberlitos cretáceos. Evidencia-se a herança tectônica da zona limítrofe entre as duas províncias pré-cambrianas.

O limite sul do cráton do Paramirim, onde se expõe em Minas Gerais, coincide com a faixa de gnaisses, migmatitos e micaxistos do chamado Complexo Campos Gerais (Projeto Sapucaí, DNPM/CPRM, 1974). Ela se caracteriza pela presença de numerosos falhamentos longitudinais, destacando-se os de empurrão contra o cráton a norte, que se estendem até proximidades de Barbacena e São João del Rei. Também com essa faixa coincide grande número de intrusões pequenas de rochas máfico-ultramáficas pré-cambrianas, ou seus produtos de metamorfismo. Ela põe em contato o embasamento do cráton do Paramirim, cujas rochas denotam fácies variando de anfíbolito a xisto-verde, e suas coberturas, com a faixa de ocorrência de rochas charnockíticas do cinturão Alfenas, de evolução policíclica até o Brasiliano.

Gravimetricamente esse contato caracteriza-se por uma acentuada anomalia linear Bouguer positiva, paralela a uma faixa de anomalias negativas, claramente reconhecíveis no Mapa Gravimétrico do oeste e sul de Minas Gerais, nordeste de São Paulo e sul de Goiás, de autoria de Haralyi (1978, inédito). Magneticamente o contato é bem claro, pois o padrão linear das anomalias, paralelo ao Complexo Campos Gerais, contrasta com o padrão menos regular, sub-retangular, que elas apresentam na área cratônica a norte, como se observa no Mapa de Isoanômalas de Intensidade Magnética Total (Convênio Geofísico Brasil-Alemanha, 1972).

Sob a cobertura da bacia do Paraná a extensão das referidas anomalias gravimétricas lineares (Fig. 3 in Almeida et al., 1979) permite identificar-se claramente a posição da borda oculta do cráton do Paramirim. No sul de Goiás, já fora da cobertura paleozóica e dos derrames basálticos, o limite do craton também é reconhecível no referido mapa de Haralyi (1978) até à região de Pontalina. Daí para norte faltam informações geofísicas. Existe, contudo, uma faixa de intrusões ultramáficas, incluindo as de Cromínia, Mairipotaba, Hidrolândia, arroio Bonsucesso (a leste de Goiânia) e Abadiania (a nordeste de Anápolis) (Berbert et al., 1970; Mello e Berbert, 1969), que supomos assinalarem aproximadamente o limite do cráton do Paramirim com o cinturão móvel Alfenas. A oeste dessa faixa ocorrem no cinturão, à semelhança do que se passa no oeste de Minas Gerais, numerosas áreas, algumas já mapeadas, de rochas de fácies granulito (Nilson e Motta, 1969) incluindo gnaisses gábricos, piroxenitos, quartzo-anortositos, charnockitos, enderbitos, etc. Também rochas de origem parametamórfica acham-se associadas a esse com-

FIGURA-1
OS CRATONS DO SÃO FRANCISCO E DO PARAMIRIM E SUAS ESTRUTURAS ENVOLVENTES



plexo. Os enderbitos da pedra BRASILENGE, próximo a Goiânia, aparentemente tem idade arqueana dada por isócrona não muito boa, Rb/Sr (r.t.) de 2.8 Ga (inf. pessoal, K. Kawashita, 1979).

O CINTURÃO MÓVEL CERES E O LIMITE OCIDENTAL

Na região centro-oeste de Goiás o embasamento do cráton do Paramirim está aparentemente exposto, representado pelo complexo de gnaisses, granitos gnaissificados, granitos, anfíbolitos e migmatitos atravessados pelos rios Manoel Alves, Palmas e Paraná, tendo embutidos por dobramentos, restos de cobertura méso-proterozóica dos grupos Araí e Natividade. O *greenstone belt* da região de Dianópolis apoiaria a idéia de se expor o embasamento do cráton nessa área de remobilização brasileira.

O cinturão móvel Ceres, que na região central de Goiás separa os cratons Amazônico e do Paramirim, parece ter analogias com o cinturão Costeiro, havendo razões que apontam terem sido suas principais deformações e mais intenso metamorfismo, de idade arqueana. Sua evolução policíclica acha-se comprovada por datações radiométricas (Cordani e Hasui, 1975). Rochas de mais alto grau metamórfico, nas quais se incluem os grandes maciços máfico-ultramáficos de Tocantins e Barro Alto associam-se a enderbitos e gabros datados do Arqueano (Hasui e Almeida, 1970; Cordani e Hasui, 1975). Há idades transamazônicas, tendo possivelmente havido sedimentação durante esse ciclo. A evolução policíclica continuou-se até o final do Proterozóico, com os ciclos Uruçuano e Brasiliano, cujos metassedimentos corres-

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

pondentes se estendem para o interior do cráton do Paramirim. Unicamente com métodos geofísicos se poderá estabelecer o limite entre ele é o cinturão móvel Ceres, sendo meramente tentativa a linha que o indica na Fig. 1. Tampouco se acham esclarecidas as relações entre este cinturão e o Alfenas, que certamente penetra no sul de Goiás. Lembra-se a possibilidade de que o acidente tectônico de Pirenópolis (megaflexura dos Pirineos, Almeida et al. 1977) esteja associado à junção de ambos, à semelhança do que ocorre com a terminação mineira do cinturão Alfenas.

O LIMITE NORTE

O limite norte do cráton do Paramirim, quase todo coberto pelo Fanerozóico, permanece indefinido. Ele separa o cráton do domínio Caririano a norte, área móvel na qual se reconhecem os efeitos dos diversos ciclos proterozóicos, assim como exposições locais do Arqueano. O mapa simplificado de Santos e Caldasso (1978, Fig. 2) sugere uma estruturação tectônica da faixa Riacho do Pontal semelhante à das demais faixas de dobramentos desenvolvidas sobre as bordas lábeis, de evolução policíclica, do cráton do Paramirim. O metamorfismo proterozóico alcança fácies anfíbolito, existem intrusões de pequenos corpos circunscritos de granitos e do domo mantado de Lagoinha, assim como de algumas rochas máfico-ultramáficas. Um sistema de falhas de empurrão, com movimentação em direção ao cráton do São Francisco completa o quadro de analogias com as demais faixas que envolvem este último. O maciço migmatítico de Paulistânia, com seus granitos de anatexia, parece já fazer parte do cinturão móvel representado pelo domínio Caririano e caracterizado pelos grandes sistemas de falhas transcorrentes brasileiras comparáveis às do cinturão Costeiro. Os conhecimentos atuais são, contudo, insuficientes para permitirem conhecer a extensão norte do cráton do Paramirim.

O CINTURÃO MÓVEL COSTEIRO E O LIMITE LESTE

O cinturão móvel Costeiro compreende toda a faixa de evolução policíclica que se desenvolve entre o cráton do Paramirim a oeste e a costa. Em direção a norte sua extensão permanece indefinida, mas supomos prosseguir sob a faixa de dobramentos Sergipana até Alagoas. Para sul continua-se até o Rio Grande do Sul e Uruguai oriental, assim apresentando uma extensão e pelo menos 3.500 km. De tal modo compreendido, inclui o cinturão móvel da Bahia (Mascarenhas, 1973; Pedreira et al., 1978), os dois cinturões móveis que Siqueira (1978) e Silva Filho e Leal (1978) distinguiram na Bahia, os cinturões metamórficos do *Atlantic Belt* de Leonardos e Fyfe (1974) e a maior parte da região de dobramentos Sudeste (Almeida et al., 1977). Suas estruturas pré-brasilianas são cruzadas pelas faixas de dobramentos Sergipana e Araçuaí. Suas rochas datadas mais antigas, os granulitos de Mutuípe, Bahia, acusam idade de cerca de 3.1 Ga (isócrona Rb/Sr r.t., Cordani e Iyer, 1976).

Considerando-se a história brasileira do cinturão Costeiro, três setores nele claramente se distinguem, embora seus limites sejam transicionais e portanto, arbitrários. O setor norte compreende a região leste da Bahia, sendo sua principal característica ter-se estabilizado em seguida ao ciclo Transamazônico e não ter sido posteriormente regenerado, integrando-se à área cratônica.

A faixa Sergipana desenvolveu-se sobre o extremo norte do cinturão Costeiro, transversalmente às suas estruturas antigas. O setor central compreende a região leste de Minas Gerais, o Espírito Santo, Rio de Janeiro e o Vale do Paraíba

em São Paulo. A extensão oriental da faixa de dobramentos Araçuaí separa os dois setores. No que se refere ao ciclo Brasileiro, fato importante é que no setor central não se reconhecem até agora, restos comprovados de sedimentos acumulados e transformados no decorrer desse ciclo, mas unicamente os produtos de processos variados de tectonismo, metamorfismo, migmatização, granitização e magmatismo a ele referíveis, que afetaram rochas pré-brasilianas.

Os setores norte e central compõem um *mobile belt* no sentido de Anhaeusser et al. (1969) ou um vestigeossinclíneo (Clifford, 1968). Desde a região do Vale do Paraíba em São Paulo até o Uruguai, onde não oculto pelo Paleozóico, o cinturão exibe evidências de sedimentação seguida de dobramentos, metamorfismo polifásico, formação de diversos tipos de rochas granitóides e vulcânicas, extenso falhamento transcorrente e mesmo acumulação de molassas vermelhas, evidenciando um tipo de evolução geossinclinal ensialica. Frequentes exposições do embasamento desse geossinclíneo em antiforamas, blocos tectonicamente soerguidos ou maciços medianos evidenciam a existência de rochas e estruturas comparáveis às que configuram o setor central, sugerindo que este possa em parte ter constituído o embasamento do geossinclíneo brasileiro. A faixa Araçuaí, na qual há evidências de sedimentação brasileira, constituiria a porção “miogeossinclinal” dessa grande estrutura, desenvolvida sobre a cobertura Espinhaço da borda do cráton Paramirim.

Mascarenhas em 1973, reconheceu na região oriental da Bahia a existência de um cinturão móvel caracterizado por idades de cerca de 2.700 Ma e pela presença de rochas granulíticas. Seu limite ocidental, com um “cráton arqueano”, poderia passar a oeste do sinclínio de Jacobina e na falha da escarpa de Maracás, continuando-se duvidamente para sul, depois da falha de Poções.

Pedreira et al. (1978) discutem o problema das relações entre as rochas gnáissico-migmatíticas contendo os cinturões de rochas verdes, com a faixa granulítica situada a leste delas. Referem que esse contato se faz por transição ou por falhas. Estas ocorrem sobretudo no trecho entre a falha de Poções e proximidades de Jacobina, e poderiam corresponder ao limite do cráton do Paramirim, pondo em contato regiões de estrutura e grau metamórfico diferentes. Nesse sentido é sugestiva a ocorrência de numerosas intrusões máfico-ultramáficas ou seus produtos de metamorfismo, entre os paralelos 9°S e 12°S, nas imediações do possível contato (v. Folha Aracajú, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, 1976). Um mapeamento gravimétrico deverá permitir o posicionamento desse limite na Bahia.

O denominado “protocráton de Serrinha” (Pedreira et al., 1978), que contém o *greenstone belt* de mesmo nome, apresenta um problema comparável ao da Formação Messina no interior do cinturão móvel Limpopo, na Rodésia e Botswana (Haughton, 1969; Mason, 1973; Coward et al., 1976) e do *greenstone belt* Makaha (Johnson, 1968), estendendo-se ao interior do cinturão Mozambique. O protocráton de Serrinha, por analogia, sugere que no Arqueano o cráton do Paramirim em certa ocasião participou de uma sucessão supracrustal contínua, e que uma elevação durante o evento Jequié ou o Transamazônico, tenha posto os granulitos em contato com as rochas de mais baixa fácies, do cráton. Esse tipo de interpretação foi admitido por Kröner (1977 b) para o cinturão Limpopo, entre os cratons da Rodésia e Kaapvaal, antes da intrusão do Grande Dique a 2,53 Ga, e com derradeiro retrabalhamento a cerca de 2,0 Ga. De resto, na bacia do rio de Contas na Bahia, os charnockitos arqueanos do cinturão móvel

estão postos em contato por falha (Pedreira et al., 1978) com as rochas supracrustais da seqüência vulcânico-sedimentar Contendas-Mirante, o que representaria uma elevação provavelmente não menor que 20 km, de rochas infracrustais em relação ao cráton.

Na bacia hidrográfica do rio Pardo, no sul da Bahia e norte de Minas Gerais, o embasamento pré-Espinhaço foi intensamente retrabalhado em fácies metamórfica anfíbolito, remigmatizado e plasticamente deformado durante o ciclo Brasileiro (Almeida et al., 1978), tornando ainda mais obscuras as relações de contato entre o primitivo cráton e o cinturão móvel. Presumimos, contudo, que o limite aproximadamente definido na Bahia pelos autores citados se continua para SSW, a partir da borda leste do Complexo Contendas-Mirante, cruzando a referida faixa e penetrando em Minas Gerais.

O cinturão móvel Costeiro tem suas estruturas claramente perceptíveis no Mapa de Isoanômalas de Intensidade Magnética Total, já acima referido. Vê-se que as anomalias lineares configuram, em seu conjunto, um grande arco cuja concavidade se acha voltada para o cráton do Paramirim. O limite entre as duas entidades tectônicas ainda não foi gravimétrica ou geologicamente detalhado. Todavia, parece que sua posição pode ser inferida nesse Estado, entre os paralelos 17°S e 21°S. Ele aproximadamente coincidiria com o limite de ocorrência da associação charnockítica assinalada nas folhas de Belo Horizonte, Rio Doce e Rio de Janeiro-Vitória-Iguape da referida Carta Geológica do Brasil, com o complexo gnássico-migmatítico indicado como Pré-Cambriano CD. Nesse contato, possivelmente de caráter gradativo e difuso, confinam a faixa móvel de fácies granulítica com a extensa área do embasamento cratônico caracterizada pelas rochas de fácies anfíbolito a xisto-verde. Gorlt (1972) mapeou parte desse embasamento, em área que inclui as cidades de Coluna, Santo Antônio de Itambé e Rio Vermelho, entre outras. Suas rochas são gnaiesses graníticos a anfíbolíticos, granitos, anfíbolitos, xistos, quartzitos, mármore, cataitabiritos e diversas intrusões máfico-ultramáficas. Gorlt, adotando idéias de Pflug (1967) incluiu-as na "Série Minas", porém datações radiométricas (Hasui et al., 1976; Neves et al., 1979) indicam que pelo menos parte dessas rochas são arqueanas, retrabalhadas posteriormente.

Observa-se no referido mapa de Gorlt (1972) que as estruturas do Complexo de Guanhões, embora sinuosas, e irregulares nas proximidades da Serra do Espinhaço, mostram franco predomínio de orientação próxima de E-W. Esse fato também se apresenta nas orientações das anomalias magnéticas assinaladas no Mapa de Isoanômalas de Intensidade Magnética Total. Esse padrão magnético E-W estende-se continuamente para E e NE da área investigada por Gorlt, até pelo menos o meridiano 42°WG, limite do mapeamento magnético. O cinturão móvel Costeiro, nas proximidades dessa posição, mantém suas direções gerais NNE, portanto fortemente discordantes com as estruturas do cráton, o que parece justificar o limite sugerido.

Ante o exposto, pensamos que o limite do cráton do Paramirim a sul do paralelo 17°S dirige-se aproximadamente de Padre Paraizo em busca do médio rio Doce entre Governador Valadares e Ipatinga, seguindo para Várzea Grande, Bom Jesus do Galho, Raul Soares (vide mapa de Lima e colaboradores, Convênio DNPM/EFMOP, 1974) e depois para Ervália e Ubá, voltando-se para oeste, em direção a Barbacena e Itutinga, onde a borda do cráton já confina com o cinturão Alfenas (Fig. 1). Deve-se compreender esse limite, não como uma linha mais como uma faixa que pode alcançar alguns quilô-

metros, senão dezenas de quilômetros de largura. É de se notar que em seu interior existem diversas intrusões de rochas máfico-ultramáficas, como Ubá, Bom Jesus do Galho, Ervália, etc. Perfis gravimétricos transversais poderão no futuro, precisar a posição do referido limite.

EVOLUÇÃO DA ÁREA DO CRATON DO PARAMIRIM DURANTE O PROTEROZÓICO

No decorrer do Proterozóico as regiões do interior do cráton do Paramirim, próximas às suas bordas, foram retrabalhadas por sucessivos episódios de tectonismo, metamorfismo, magmatismo e remobilização do embasamento.

No Proterozóico Antigo essas regiões em Minas Gerais, receberam a sedimentação do Supergrupo Minas. Com a possível exceção de sua formação superior, Sabará, ainda pouco investigada, apresenta características de *stable shelf*, tendo-se acumulado essencialmente sobre o embasamento do cráton pois recobre seus complexos granito-gnássicos e um de seus mais típicos cinturões de rochas verdes, representado pelo Supergrupo Rio das Velhas. A espessura da sedimentação, excluída a referida formação, é bem modesta, possivelmente não excedendo 3.000 metros (Dorr, 1969). As camadas constituem-se de sedimentação detrítica matura, de acumulação nerítica, com clara separação de formações clásticas, carbonatadas e de minério oxidado de ferro do tipo bandado. Denota o conjunto apreciável estabilidade tectônica da borda subsidente do cráton, posto que a Formação Sabará indique condições de mais acentuada mobilidade, assim como vulcanismo. Se os minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero sugerem ambiente miogeossinclinal para a sedimentação, desconhecem-se por ora indícios da existência de um geossinclíneo linear de grande extensão desenvolvido à borda do cráton. Não parece pertencerem a um tal geossinclíneo os Complexos de Contendas-Mirante e Jacobina, tidos antes como *greenstone belts* arqueanos.

Dorr (1969) aponta três episódios maiores de deformação no Quadrilátero Ferrífero, separando, respectivamente, os supergrupos Rio das Velhas e Minas, este do Grupo Itacolomi e o terceiro, mais forte, sendo de idade pós-Itacolomi. Este último foi acompanhado de intenso fraturamento, com movimentação tectônica e metamorfismo decrescentes de SE para NW. Verifica-se que embora seja geralmente subestimada a importância da tectogênese e do metamorfismo brasileiros na região, Dorr já a havia reconhecido, embora sem datá-la. Como no trecho do alto rio Jequitinhonha, da faixa Araçuaí, não existam evidências de um metamorfismo e tectogênese acentuados separando o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas, e aceitando-se a correlação entre o primeiro e o Grupo Itacolomi, parece que a "importante orogênese" pós-Itacolomi seja realmente a Brasileira, que no Quadrilátero lançou o Grupo Nova Lima sobre o Grupo Itacolomi (Lima et al., 1974). Essa tectônica de falhas de empurrão brasileiras tem grande importância na Serra do Espinhaço em Minas Gerais, estendendo-se à borda leste do Quadrilátero Ferrífero.

A borda do cráton do Paramirim em Minas Gerais foi intensamente afetada pela tectogênese e metamorfismo transamazônicos, parecendo mesmo que fenômenos de migmatização tenham ali se realizado. Entretanto, a existência de um geossinclíneo Minas no sentido clássico, como admitida por Pflug et al. (1969), estendendo-se do Quadrilátero Ferrífero até o Espinhaço na Bahia, parece incompatível com os conhecimentos ora disponíveis.

Há indícios de que imensas áreas cratônicas existiram na

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

América do Sul durante o Proterozóico Médio. Sobre elas, na primeira metade desse intervalo de tempo acumularam-se extensas coberturas detríticas, acompanhadas de vulcanismo sobretudo ácido a intermediário, intrusão de granitos anorogênicos, incluindo tipos rapakivi, de anortositos, gabros, sienitos, etc. As coberturas de então, acumuladas em bacias de tipo tafrogênico, podem apresentar espessuras apreciáveis, serem deformadas e mesmo algo metamorizadas nas zonas de grandes falhas. Na segunda metade do Proterozóico Médio esse megacráton mesoproterozóico (Almeida, 1978 b) teve atenuado o magmatismo ácido a intermediário, prosseguindo porém o básico, com seus derivados alcalinos. A sedimentação parece ter adquirido caráter mais acentuadamente plataformar, até que por volta de 1.200 Ma uma intensa fragmentação da área cratônica restabeleceu condições paraplataformais, desenvolvendo-se metamorfismo e acentuada tectogênese nas zonas dos grandes falhamentos, e rejuvenescimento isotópico de rochas e minerais do embasamento. Idades radiométricas vizinhas de 1.100 – 1.200 Ma sugerem que parte dos antigos cinturões móveis, estabilizados no Proterozóico Médio, tiveram então suas atividades tectono-magmáticas retomadas.

O Supergrupo Espinhaço e seus correlativos representam a cobertura sedimentar da área do cráton do Paramirim, estendida localmente aos cinturões móveis, então estabilizados. Apresentam litologias predominantemente psamo-pelíticas, com camadas e lentes de conglomerados que podem ser diamantíferos. Acumularam-se sobretudo durante a primeira metade do Proterozóico Médio, em bacias de natureza tafrogênica, com vulcanismo associado.

Os numerosos trabalhos versando a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço foram recentemente sintetizados e atualizados por Pedreira et al., (1978), enquanto que os não menos numerosos trabalhos referentes ao Espinhaço mineiro acham-se analisados por Pflug e Renger (1973).

As camadas do Supergrupo Espinhaço acham-se suavemente onduladas, salvo onde foram intensamente afetadas nas zonas das grandes falhas da Serra do Espinhaço na Bahia, ou ainda pela tectogênese brasileira nas faixas de dobramentos Araçuaí e Brasília. Costa et al. (1976) julgaram corresponder o Supergrupo Espinhaço na Bahia a um miogeossinclíneo, idéia já anteriormente desenvolvida por Barbosa em 1954, para toda a Serra do Espinhaço, mas nos parece que a natureza da sedimentação, predominantemente continental a litorânea, do vulcanismo e tectogênese não condizem com essa interpretação.

A Serra do Espinhaço, e adjacências, no interior da Bahia, representa uma zona de tectônica linear onde a sedimentação e os dobramentos foram condicionados pela movimentação vertical e horizontal de grandes blocos de falha, com possível atuação de deslismos gravitacionais às bordas de um bloco central de tendência ascensionar (Jardim de Sá et al., 1976 b). Esse tectonismo, atuante desde o início da sedimentação, também teria condicionado o vulcanismo ácido-intermediário do Complexo Rio dos Remédios. Tardiamente, em fins do Proterozóico Médio, manifestou-se atividade magmática básico-alcalina, com intrusão de soleiras de diabásio e a do gabro anortosítico de Brotas de Macaúbas, este datado de cerca de 1.100 Ma (Jardim de Sá et al., 1976 a). Dessa ocasião seria o metamorfismo de baixo grau que se apresenta na zona dos grandes falhamentos do Espinhaço baiano e que diminui gradualmente para fora dela. Também em Minas Gerais, onde o Supergrupo Espinhaço tem ampla distribuição, mostram-se rochas vulcânicas de natureza riolítica próximo à base da sedimentação, datadas por U/Pb em zircão (Neves

et al., 1979). A idade assim obtida, de 1.770 Ma, a se confirmar dataria o início da sedimentação Espinhaço nos primeiros tempos do Proterozóico Médio. Não se tratando de um depósito geossinclinal, a tectogênese e metamorfismo manifestados mais de meio bilhão de anos após a sedimentação, não são de causar estranheza.

O magmatismo básico-alcalino do Complexo de Itabuna possivelmente também pertence ao final do Proterozóico Médio antes que ao tardio, como tem sido datado (Cordani, 1973; Cordani e Iyer, 1976). As intrusões, de natureza cratônica, situam-se numa região cujas rochas foram isotopicamente rejuvenescidas no decorrer do ciclo Brasileiro e algumas delas, como a sul de Potiraguá, localizam-se no interior da faixa de dobramentos Araçuaí. Como Cordani e Iyer (1976) julgaram possível, também assim nos parece que o magmatismo representado pelo Complexo de Itabuna pertence ao Proterozóico Médio e não ao ciclo Brasileiro.

No Proterozóico Tardio a área ocupada pelo cráton do Paramirim já se rodeava de rochas de fácies granulítica dos cinturões móveis envolventes, em Goiás, Minas Gerais e Bahia, à semelhança do cráton da Rodésia (Wilson, 1973). Esses cinturões foram intensamente remobilizados durante o ciclo Brasileiro, e pelo menos em parte deles se estabeleceram condições geossinclinais. A área ocupada pelo cráton do Paramirim recebeu sedimentação plataformar em suas porções mais internas (Grupos Macaúbas, Bambuí e correlativos), que em direção às suas bordas passam a apresentar aspectos miogeossinclinais. Magmatismo basáltico se mostra no Grupo Macaúbas em Minas Gerais (Gorlt, 1972), cuja sedimentação adquire caráter marinho. A intensidade dos dobramentos e o metamorfismo (que chega a alcançar fácies anfíbolito, com estauroлита e granada), também diminuem em direção à área mais interna e estável, mesmo sentido do transporte das grandes falhas de empurrão que caracterizam as grandes faixas marginais dos dobramentos brasileiros. A remobilização do embasamento antigo causa seu envolvimento nessas deformações e o aparecimento de domos manteados com mobilizados graníticos locais, no Grupo Macaúbas (Senador Modestino Gonçalves), em Minas Gerais (Hettich, 1975); no Grupo Salgueiro no Piauí (Santos e Caldasso, 1978); domos da Serra da Mesa e Serra Branca em Goiás, afetando os grupos Araí e Bambuí (Barbosa, *in* Marini et al., 1978). Plutões graníticos de dimensões modestas também se introduziram em diversas regiões, nessas faixas de dobramentos brasileiros desenvolvidas sobre a área cratônica remobilizada (Besang et al., 1977; Sá e Kawashita, 1976; Santos e Caldasso, 1978). Todos esses fenômenos denotam polaridade em direção às porções internas do primitivo cráton. O Supergrupo Espinhaço e seus correlativos, como se nota na extremidade norte da faixa Araçuaí, e a oeste, em Goiás, na faixa Brasília (Grupos Araí e Natividade), foram intensamente atingidos pela tectônica e metamorfismo brasileiros. A migmatização mais ou menos intensa, a formação dos maciços graníticos de anatexia e o notável mosaico de falhamentos transcorrentes brasileiros praticamente se limitam aos cinturões móveis.

RELAÇÕES ENTRE OS CRÁTONS DO PARAMIRIM E DO SÃO FRANCISCO

Como já referido, o cinturão móvel Costeiro na Bahia consolidou-se em seguida ao ciclo Transamazônico. No decorrer do Proterozóico Médio nele se desenvolveram coberturas (Supergrupo Espinhaço), intrusões de diques básicos e muito provavelmente intrusões alcalinas cratônicas. Esse longo trecho do cinturão Costeiro não regenerado no Proterozóico

Tardio, acrescido à área interna, mais estável, do antigo cráton arqueano, veio a constituir o cráton do São Francisco. Desde que consideramos a faixa de dobramentos representada pelo Espinhaço na Bahia, como manifestação de tectônica plataforma, verifica-se que a área ocupada pelo cráton de São Francisco consolidou-se em seguida ao ciclo Transamazônico. Seus limites atuais, contudo, foram-lhe impostos no decorrer do ciclo Brasileiro. Duas das faixas marginais de dobramentos brasileiros que o envolvem cruzam as estruturas do cinturão móvel Costeiro. Fato comparável observa-se na África, com cinturões móveis de várias idades de atuação que se dispõem às bordas dos crátons da Rodésia, Kasai, Tanzânia e Zâmbia (Shackleton, 1976; Kröner, 1977 a). A norte dispõe-se a faixa de dobramentos Sergipana, que se separa da faixa Riacho do Pontal, desenvolvida sobre o cráton do Paramirim, pela dorsal de Custódia (Santos e Caldaso, 1978). A sul, onde as estruturas da faixa de dobramentos Araçuai configuram grande arco drenado pela bacia do rio Pardo, também cruzam as estruturas pré-Espinhaço do cinturão móvel Costeiro (Figura 1). A porção desse arco, adjacente à terminação da grande estrutura tafrogênica representada pela Serra do Espinhaço na Bahia, constitui uma réplica dos arcos descritos pela faixa de dobramentos desenvolvida à borda sul dos crátons de Angara e Aldan na Ásia, onde se justapõem aos aulacógenos de Ura e Olekma (Salop e Scheimann, 1969). Salop (1977) refere que tais curvaturas, convexas para os aulacógenos, são típicas de limites nessa situação.

As novas informações geológicas obtidas pelo Projeto Três Marias (DNPM/CPRM, 1976), aliadas a conhecimentos geofísicos em parte ainda inéditos, induzem-nos a rever a posição dos limites ocidentais do cráton do São Francisco a sul do paralelo 13°S, em Minas Gerais. À vista dessas novas informações, parece que uma faixa de dobramentos cratônicos associados a falhamentos inversos, semelhantes à que o cráton do São Francisco apresenta na Bahia, também existe sobre ele em Minas Gerais. Ela se situa a oeste do limite originalmente proposto, atingindo a região de Unai, Paracatú e Vazantes, limite ocidental do mapeamento magnético. A leste dessa linha, o Mapa de Isoanômalas de Intensidade Magnética Total (Convênio Brasil-Alemanha, 1972) mostra um padrão sub-retangular que parece característico da área cratônica a sul do paralelo 16°S, que se estende à região de dobramentos epicratônicos acima referida. Por outro lado, o mapeamento gravimétrico (Haralyi, 1978, inédito; Missão Franco-Brasileira de Gravimetria (CNPq/CNRS, em preparação) suporta esse limite a sul do paralelo 17°S, pois um padrão sub-retangular das linhas de isoanomalias caracteriza o embasamento cratônico, alcançando uma faixa que passa aproximadamente por Paracatú, Vazantes e São Gotardo. Esse padrão possivelmente representa sistemas conjugados de falhas do embasamento desenvolvidas numa crosta rígida, pois que para oeste, onde ele foi retrabalhado no ciclo Brasileiro, tal padrão deixa de se apresentar.

Tendo em vista as considerações apontadas, e adotando o critério do retrabalhamento do embasamento para definir limites (Mason, 1973), sugerimos que o cráton do São Francisco se limite, não pela falha de São Domingos como anteriormente proposto, mas acompanhe o vale do rio Paraná a montante de Nova Roma, prosseguindo pelo do Paraim e continuando-se sucessivamente por Paracatú, Patos de Minas, São Gotardo e Bambuí. Consideramos esse limite transicional, e portanto, convencional. Ele aproximadamente acompanha o limite ocidental da "zona de Unai", definida por Dardenne (1978).

Adotando-se o mesmo critério do retrabalhamento do

embasamento, propomos que o limite do cráton do São Francisco no sul da Bahia coincida com a linha A - A da Fig. 1, de Almeida et al. (1978), prosseguindo pela falha de Planalto até a planície costeira. Se aceite esse limite, o Grupo Rio Pardo deve ser considerado como uma bacia do cráton do São Francisco, pois seu embasamento granulítico não foi retrabalhado como no interior da faixa Araçuai, apesar das idades radiométricas brasileiras que acusa indicarem um rejuvenescimento isotópico.

CONCLUSÕES

O estudo realizado permite concluir-se que o cráton do São Francisco originou-se do acréscimo de um trecho do cinturão móvel Costeiro, estabilizado em seguida ao ciclo Transamazônico e não posteriormente retomado, à região interna e mais estável de uma área cratônica arqueana - o cráton do Paramirim. Este último teve seus limites originais muito modificados no decorrer do Proterozóico, como reflexo dos fenômenos que então se processaram nos cinturões móveis envolventes. As faixas de dobramento brasileiras adjacentes ao cráton do São Francisco, evoluíram em grande parte sobre a área originalmente ocupada pelo cráton do Paramirim. Esse fato parece explicar as notáveis diversidades nos processos tectônicos, metamórficos e magmáticos manifestados por essas faixas, se comparados com os que então se realizaram nos referidos cinturões móveis, distantes do cráton do São Francisco.

AGRADECIMENTOS: O autor agradece ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo as facilidades que permitiram a execução desse trabalho. Agradece aos colegas Y. Hasui (IPT, São Paulo), A. Davino (IG, USP) e A. Lesquer (CGG-CNRS, Montpellier, França) as estimulantes discussões sobre o assunto.

BIBLIOGRAFIA

- ALDRICH, L.T. et alii - 1964 - Isotope geology, in *Ann. Rep. Director, Dep. Terr. Magnet. Carnegie Inst. Washington*, 63: 328 - 340.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1976 - Tipos estruturais do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Res. dos Trabalhos*, pp. 201 - 202. Ouro Preto.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 349 - 364. São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1978a - Regimes tectônicos arqueanos na evolução proterozóica e mineralização do leste brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 50(4): 601 - 602.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1978b - A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. XXX^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 6: 2393 - 2399. Recife.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; DAVINO, A. e HARALYI, N.L.E. - 1979 - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *Acad. Bras. Ciên.* (em impressão).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B. B. de B. e FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. *Atas do VIII^o Simpósio de Geologia do Nordeste*, pp. 363 - 391. Campina Grande.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; RODRIGUES, E. de P. e YAMAMOTO, J. K. - 1978 - A faixa de dobramentos Araçuai na região do rio Pardo. XXX^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 1: 270 - 283. Recife.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J. e VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 2175 - 2200.
- BARBOSA, O. - 1954 - Évolution du géosynclinal Espinhaço. XIX^o Cong. Géol. Intern., *Comptes rendus*, Sec. 13, pt. 2, pp. 17 - 36. Alger.
- BAYER, R. e LESQUER, A. - 1977 - *Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Ouest africain: géométrie d'une suture Panafricaine*. CNRS, Centre Géolog. et Géophys. de Montpellier, Rapport d'activité, pp. 71 - 95.
- BENNETT, J.D. - 1972 - Early Precambrian tectonics in Eastern

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

- Botswana. XXIV^o *Int. Geol. Cong.*, Sect. I, pp. 317 - 324. Montreal.
- BERBERT, C.O.; CORREA, J.O. e MELLO, J.C. – 1970 – *Geologia da área Interlândia – Abadiana*, Goiás. DNPM, DFPM, Bol. 135, 54 pp.
- BESANG, C. et alii – 1978 – Neue Ergebnisse Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo/Brasilien. *Geol. Jb.* B. 24, 149 - 179. Hannover.
- CABY, R. – 1970 – La chaîne pharusienne dans le Nord Ouest de l'Ahggar (Sahara Central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien Supérieur en Afrique. *These d'Etat*, Univ. Sci. Montpellier et Serv. Carte Géol. Algérie, 336 pp.
- CLIFFORD, T.N. – 1968 – Radiometric dating of the pre-Silurian geology of Africa, in *Radiometric Dating for Geologists*, E.I. Hamilton and R.M. Farquhar, edit., pp. 306 - 310. London.
- CORDANI, U.G. – 1973 – Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. *Inst. Geoc. Univ. São Paulo, Tese* (inédita), 98 pp. São Paulo.
- CORDANI, U.G. e HASUI, Y. – 1975 – Comentário sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha de Goiás. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Goiás*, pp. 85 - 95. Brasília.
- CORDANI, U.G. e IYER, S.S. – 1976 – Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na Folha Salvador SD. 24, *Carta Geol. do Brasil ao Milionésimo*, pp. 77 - 90. Brasília.
- COSTA, L.A.M. et alii – 1976 – *Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco*. Rel. Final Fase V. PROSPEC Conv. DNPM/CPRM. 300 pp.
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R. e WRIGHT, I. – 1976 – Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 601 - 611.
- DARDENNE, M.A. – 1978 – Zonação tectônica na borda ocidental do cráton São Francisco. XXX^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 1: 299 - 308. Recife.
- DORR 2d, J.V.N. – 1969 – Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Un. St. Dep. Int., Geol. Survey*, 110 pp. Washington.
- EBERT, H. – 1957 – Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. *Geol. Rdsh.*, 45: 471 - 519. Stuttgart.
- EBERT, H. – 1962 – Baustil und Regionalmetamorphose in prakambriischen Grundgebirge Brasiliens. *Tscherm. min. u. petrog. Mitt.*, 8 (1): pp. 49 - 81. Wien.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. e BETTENCOURT, J.S. – 1978 – Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. XXX^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 1: 309 - 320. Recife.
- GIBB, R.A. e THOMAS, M.D. – 1976 – Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield, *Nature* 262: 199 - 200. London.
- GLIKSON, A.Y. – 1976 – Stagnography and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the Southern Hemisphere, in B.F. Windley, ed.: *The Early History of the Earth*, pp. 257 - 277. John Wiley & Sons, 619 pp.
- GLIKSON, A.Y. e LAMBERT, I.B. – 1973 – Relations in space and time between precambrian shields: an interpretation of western Australian data. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 20: 395 - 403.
- GOODWIN, A.M. – 1977 – Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 14(12): 2737 - 2759.
- GORLT, G. – 1972 – Fazieswechsel und Metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço Zonen, Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Rdsh.*, 61: 166 - 201. Stuttgart.
- HARALYI, N.L.E. – 1978 – Carta gravimétrica Bouguer do Oeste e Sul de Minas Gerais, nordeste de São Paulo e sul de Goiás. *Inst. Geoc. Univ. São Paulo, Tese* (inédita).
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. de – 1970 – Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Soc. Bras. Geol. Bol.* 19(1): 5 - 26. São Paulo.
- HASUI, Y.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e DELHAL, J. – 1976 – Geocronologia da região do Médio Rio Doce, MG. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Res. dos Trabalhos*, pp. 211 - 212. Ouro Preto.
- HAUGHTON, S.H. – 1969 – Geological History of Southern Africa. *Geol. Soc. South Africa*, 535 pp. Johannesburg.
- HEPWORTH, J.V. – 1972 – The Mozambique orogenic belt and its foreland in northeast Tanzania: a photogeologically-based study. *J. Geol. Soc. London*, 128: 461 - 500.
- HERZ, N. – 1970 – Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Un. St. Dep. Int., Geol. Survey*, 58 pp. Washington.
- HETTICH, M. – 1975 – Zur Genese des Macaúbas und Geologie des Gebietes nördlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien). *Geol. Jb.* B. 14: 47 - 85. Hannover.
- HOFFMANN, CH. – 1978 – Neugliederung und petrologische Phasenanalyse der "Präminas"-Gesteine in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. 6. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, pp. 19 - 20. Stuttgart.
- JAMES, H.L. – 1978 – Subdivision of the Precambrian – a brief review and a report on recent decisions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research* 7: 193 - 204.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; McREATH, I.; NEVES, B.B. de B. e BARTELS, R.L. – 1976a – Novos dados geocronológicos sobre o cráton São Francisco no Estado da Bahia. XXIX^o Cong. Bras. Geol. *Anais* (em impressão). Ouro Preto.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; BARTELS, R.L.; NEVES, B.B. de B. e McREATH, I. – 1976b – Geocronologia e o modelo tectono-magmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Anais* (em impressão). Ouro Preto.
- JOHNSON, R. L. – 1968 – Structural history of the western front of the Mozambique belt in northeast Southern Rhodesia. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 79: 513 - 526.
- KRÖNER, A. – 1977a – The precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Prec. Res.* 4: 166 - 213.
- KRÖNER, A. – 1977b – Precambrian mobile belts of Southern and Eastern Africa – ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics* 40: 101 - 135.
- KRÖNER, A. – 1977c – New aspects of craton-mobile belt relationships in the Archaean of South and Central Africa. *Abstracts, Archaean Geochemistry Symposium Hyderabad*, pp. 119 - 121.
- KRÖNER, A. – 1978 – Pan-African mobile belts a evidence for a transitional tectonic regime for intraplate orogeny to plate margin orogeny. Proc. Symposium on evolution and mineralization of the Arabian – Nubian Shield, Jeddah, 1978 (em impressão).
- LEONARDOS; O.H. e FYFE, W.S. – 1974 – Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Miner. and Petrol.* 46: 201 - 214.
- LIMA et alii – 1974 – Setor G da geotransversal E-W. Mapa Geológico. Convênio DNPM/EFMOP.
- LOUIS, P. – 1977 – *Gravimetrie et géologie en Afrique occidentale et centrale*. Coll. J. Goguel, pp. 53 - 61. Orléans.
- MASCARENHAS, J. de F. – 1973 – A geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia. XXVII^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 2: 35 - 66. Aracaju.
- MASCARENHAS, J. de F. – 1976 – Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Res. dos Trabalhos*, p. 185. Ouro Preto.
- MASCARENHAS, J. de F. et alii – 1976 – Geologia da região centro-oriental da Bahia, *Bahia II, sul da Bahia*. Relatório integrado, Salvador, CPRM, v. I. Convênio DNPM/CPRM.
- MARINHO, M.M.; COSTA, P.H.; SILVA, E.F.A. da e TORQUATO, J.R.F. – 1978 – A seqüência vulcano-sedimentar de Contendas-Mirante, uma estrutura do tipo "greenstone belt"? *Comp. Baiana Pesq. Miner.* (inédito).
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. e TEIXEIRA, N.A. – 1978 – Dobramentos da borda oeste do cráton do São Francisco. *Anais, Reun. Prep. Simp. Craton do São Francisco, Publ. Esp. 3, Núcleo Bahia*, pp. 155 - 204. Salvador.
- MASON, R. – 1973 – The Limpopo mobile belt – southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. London, A.* 273, pp. 463 - 485.
- MELLO, J.C.R. de e BERBERT, C.O. – 1969 – *Investigação geológico-econômica da área de Morro Feio – Hidrolândia, Goiás*, DNPM, DFPM, Bol. 132, 73 pp. Rio de Janeiro.
- MOLLAT, H.; BESANG, C.; EBERLE, W.; HAGEN, D.; KREUSER, H.; LAHNER, L.; LENZ, H.; e PAULSEN, S. – 1978 – Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo, Brasilien. 6. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, pp. 9 - 10. Stuttgart.
- MÜLLER, R.G.; ROESSER, U.F. e TOBSHALL, H.J. – 1978 – Petrographisch-Geochemisch Untersuchungen an metamorphisierten Präkambrischen Ultrabasiten aus Minas Gerais, Brasilien. 6. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, pp. 27 - 28, Stuttgart.
- NEVES, B.B. de B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. – 1979 – A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço

- go; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.* (em impressão).
- NILSON, A.A. e MOTTA, J. - 1969 - *Geologia da área de Goianira-Trindade, Goiás*. DNPM, DFPM, Bol. 133, 108 pp. Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, M.A.F. - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.* 3 (4): 257-278.
- PEDREIRA, A.J.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J. R. e MASCARENHAS, J.F. - 1978 - Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do cráton do São Francisco. *Anais Reun. Prep. Simp. Cráton do São Francisco*, Publ. Esp. 3, Núcleo Bahia, pp. 67 - 154. Salvador.
- PFLUG, R. - 1967 - Die prakambrische miogeosynclinale der Espinhaço - Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundsch.*, 56: 825 - 844. Stuttgart.
- PFLUG, R. e RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do cráton Sanfranciscano. XXVII^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 2: 5 - 19. Aracaju.
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS, C. e RENGER, F. - 1969 - *Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental*. SUDENE, Div. Geol., Ser. Esp. n^o 9, 59 pp. Recife.
- PIRES, F.R.M. - 1978 - The archaean Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas itabirite distribution at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 50 (4): 599 - 600.
- ROBERTSON, I.D.M. - 1968 - The granulite metamorphism of the Basement Complex in the Limpopo metamorphic zone. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 71 (Annex): 125 - 133.
- SÁ, J.H.S. e KAWASHITA, K. - 1976 - Idades Rb/Sr de rochas do Grupo Macaúbas, MG. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Res. dos Trab.*, pp. 220. Ouro Preto.
- SALOP, L.J. - 1977 - *Precambrian of the Northern Hemisphere*. Elsevier Scient. Publ. Co, 360 pp.
- SALOP, L.J. e SCHEINMANN, Yu, M. - 1969 - Tectonic history and structures of platforms and shields. *Tectonophysics* 7 (5 - 6): 565 - 597.
- SANTOS, E.J. e CALDASSO, A.L.S. - 1978 - Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal. *Anais Reun. Prep. Simp. Cráton do São Francisco*, Publ. Esp. 3, Núcleo Bahia, pp. 399 - 432. Salvador.
- SAVINSKIY, K.A.; ALEKSANDROV, V.K.; MORDOVSKAYA, T.V.; OSHCHEPKOV, Yu.S. e DANILOV, F.V. - 1971 - problemam granits Sibirskoy platformy, AN SSSR SO, *Geologiya i Geofizika*, 1971 4: 58 - 69. Trad. in Intern. Geol. Rev., 15 (1): 66 - 74.
- SCHORSCHER, H. - 1976 - Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. XXIX^o Cong. Bras. Geol., *Res. dos Trabalhos*, pp. 194 - 195. Ouro Preto.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura "greenstone belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. XXX^o Cong. Bras. Geol., Bol. 1, *Res. Com.*, pp. 292 - 293. Recife.
- SHACKLETON, T.N. - 1976 - Pan-african structures. *Phil. Tran. R. Soc. London*, A. 280: 491 - 497.
- SILVA FILHO, M.A.; LEAL, R.A. - 1978 - O cráton do São Francisco no extremo nordeste da Bahia. XXX^o Cong. Bras. Geol., *Anais*, 1: 444 - 451. Recife.
- SIQUEIRA, L.P. - 1978 - A evolução geológica do Pré-Cambriano no Estado da Bahia e as mineralizações. XXX^o Cong. Geol., *Anais*, 6: 2478 - 2492. Recife.
- SUBRAHMANYAM, C. - 1978 - On the relation of gravity anomalies to geotectonics of the Precambrian terrains of South Indian Shield. *J. Geol. Soc. India*, 19: 251 - 263.
- WERNICK, E. - 1967 - *A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo*. Fac. Ciên. Letras Rio Claro, 225 pp. (inédita).
- WILSON, J.F. - 1973 - The Rhodesian Archaean craton - an essay in cratonic evolution. *Phil. Trans. R. Soc. London*. A. 273: 489 - 411.

THE BASEMENT IN THE GOIÁS STATE. ITS COMPONENTS AND THEIR RELATION TO THE BASEMENT OF THE SÃO FRANCISCO CRATON

J. P. Jones

The significance of the Archaean greenstone belts recently described in Bahia, Minas Gerais and Goiás, goes beyond their economic potential; since these rocks imply that the granitic, gneissic and high grade metamorphic terrains associated with them, have at least a coeval age. The Goiás basement consists of a mobile zone, archaean rocks at Crixás, and ultramafic to mafic intrusions. The location of these is described. Within the Goiás basement, an alignment of the ultramafic mafic intrusions paralleling the mobile zone and evolution of the western border of the São Francisco craton is discussed. Pending confirmation by age determinations, a tentative model is proposed for the evolution of the basement in the Goiás State, showing that the Goiás massif as an entity separated from both the São Francisco and Guaporé cratons characterises a zone of crustal weakness. The mobile zone is thought to mark the boundary between both cratons.

INTRODUCTION

This paper briefly discusses: the age of the basement rocks of the São Francisco craton, the centres around which the

nucleation of the craton was processed (fig. 1), the Western border of the craton, and particularly emphasizes the constitution of the Goiás basement, the interrelation of its units

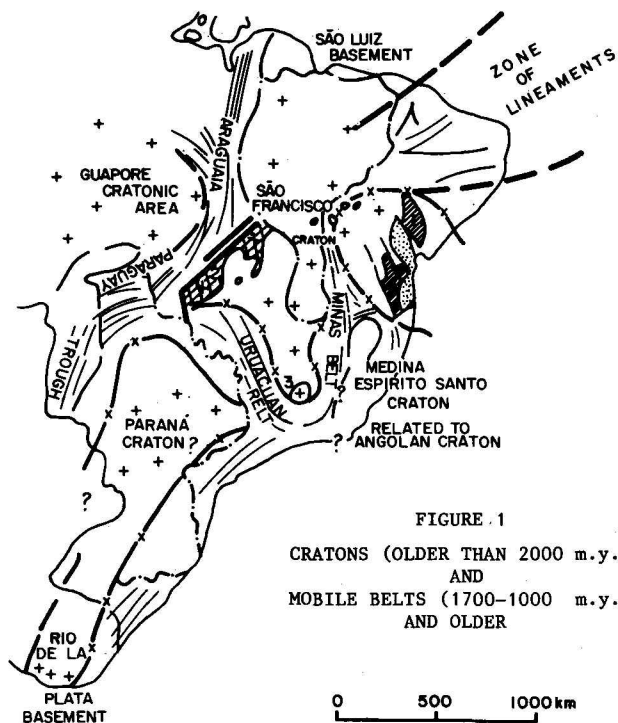


FIGURE 1
CRATONS (OLDER THAN 2000 m.y.)
AND
MOBILE BELTS (1700-1000 m.y.)
AND OLDER

- REJUVENATED - MEDINA ESP. SANTO CRATON
- PROBABLE ARCHEAN CAPÃO MASSIF.-AND-VULC.-SEQUENCE (3)
- GOIÁS MASSIF-CRIXAS GREENSTONE BELT
- ARCHEAN SERRINHA MASSIF-STA LUZ GREENSTONE BELT
- JEQUIÉ PROTOCRATON
- MOBILE BELTS 1000-1700 m.y.
- MOBILE BELT = 2600 m.y.
- LIMITS OF CRATONIC ÁREAS
- LIMITS OF PARANÁ AND MARANHÃO BASINS
- LINEAMENTS IN THE BASEMENT OF GOIÁS

and their possible relation to the São Francisco craton. Several authors have contributed to the knowledge of the Goiás basement. Almeida (1967) being the pioneer. This author named the area of exposure of the basement rocks outcropping in Goiás the Goiás Massif. Schobbenhaus et al. (1975) mapped the area at a scale 1:1000.000.

The author carried out field work in Goiás and Bahia during four years, visiting all the greenstone belts mentioned in this paper and partially mapping one of them.

One of the main problems regarding the interrelation of the different units within the basement of Goiás, is the paucity of age determinations, which makes it difficult to establish even relative ages between the main units. Currently these are the accepted borders of the São Francisco craton:

- to the east the folded rocks of the Serra do Espinhaço, Pflug and Renger (1972).
- to the west limit between the folded (Brazilian) rocks and the horizontally, bedded cratonic cover, Almeida et al. (1976).
- the Uruaçu fold belt limits the Southern portion of

the São Francisco craton, which includes the basement exposures of Bahia State up to the fold belts of NE Brasil.

Some of these borders are still being mapped in order to obtain a better definition.

The knowledge of the age of the basement rocks in the São Francisco craton is still being improved, and although Barbosa (1966) introduces the term "Craton São Francisco", defining it as an Archean nucleus, this concept has received little attention.

THE AGE OF THE BASEMENT IN THE SÃO FRANCISCO CRATON

World wide the greenstone belts characterize the Archean epoch (3400 - 2500 m.y.). These volcanic sequences are mainly characterized by the textures and chemistry of their predominantly mafic and ultramafic lava flows, which possess infolded mainly immature sediments, with greenschist to amphibolite grade metamorphism. They rest on Na-rich granites and are intruded by K-rich granites.

In Brazil, Archean greenstone belts have been described in Bahia, Kishida (1979); Goiás, where quench spinifex textures in ultramafic lavas were described by Saboia (1979); and possibly in Minas Gerais where spinifex textures have been described by Schorscher (1978) and also Biondi (pers. comm). The occurrences in Bahia and Minas belong to the São Francisco craton.

World wide, the volcano-sedimentary greenstone belts encompass an age period between 3500 and 2600 m.y. The volcanic at Barbeton, S. Africa have an age between 3400 - 3500 m.y. The Yilgarn, Australia and the Yellow Knife, Canada, have ages ranging from 2600-2700 m.y., Windley (1977).

Younger ages are reported from Darwar, India: 235 ± 60 m.y. Even lower Proterozoic ages (2100-1800 m.y.) have been assigned to the poorly known Birrimian rocks West Africa. Windley (op. cit)

There is no published age data for most of the greenstone belts of Brazil. The greenstone belt of St. Luz has been generally bracketed in the 2200 - 1700 m.y. age period (Precambrian C) of D.N.P.M.

Older ages probably become apparent as isotopic dating progresses. The quench textures found in the peridotitic lavas of some Brazilian greenstone belts such as Crixás, practically confirm the Archean age of these rocks (Brooks - Hart 1974).

Very relevant, is the fact the age of the high grade (gneisses and migmatites) metamorphic terrains and K/Na-rich granites associated with the greenstone belts in Brazil and elsewhere, would be at least partly coeval with them. For discussion of this see Windley (1977).

Archean greenstone belts characterise three areas of the São Francisco craton. These acted as older nuclei or stable cratons to the Lower and Middle Proterozoic orogeneses. These areas are:

- In Bahia, the cratonic area between the NE fold belts and the faults which limit the Jequié complex to the south.
- In Minas Gerais, the Bação Complex, Almeida et al. (1976) and possibly parts of the Rio das Velhas Series.
- In Goiás, the Goiás massif, Almeida et al. (1979).
- In Bahia the main cratonic Archean nuclei are: - the Sta. Luz greenstone belt and its associated granitic and gneissic rocks, and the Jequié Granulitic Complex

(2600 m.y.). A mobile zone of probable Archean to Lower Proterozoic age (2600 - 2500 m.y.) divides these two older nuclei (see fig. 1).

In Minas Gerais the Bação Complex, Almeida et. al. (1976) has recorded age datings of 2600 m.y. The Rio das Velhas Series is variously in its lavas, Schorsch (op. cit.). This part of the basement is still poorly known.

An area of oval, mainly granitic diapirism and rejuvenated Brazilian ages in the basement is called the Medina-Espirito Santo craton, and might have acted as a stable unit to the Minas Espinhaço orogeny (Minas belt of fig. 1), which developed between this craton and the Bação Complex.

- In Goiás the basement is composed of rocks older than 2600 m.y. as shown by sparse isotopic determination and the presence of a greenstone belt at Crixás, Saboia (op. cit). Although the Brazilian and Uruaçuan fold belts Almeida (1967) were developed between the Goiás massif (basement) and the São Francisco craton to the east no evidence was presented to invalidate a link between the two units in a common sialic crust during Archean and lower Proterozoic times (fig. 1). The possible link of the Goiás basement with the São Francisco craton of Bahia is obscured by Proterozoic sediments and the Maranhão Basin; which also obscures the possible link between the São Francisco craton and the São Luiz basement. In figure 1 the elements which argue for the existence of an unexposed Paraná craton.
 - the presence of old (Archean?) rocks at the Guaxupé massif, Almeida (op. cit).
 - the Uruaçuan fold belt which developed between the Bação basement and the Guaxupé massif.
 - the fold belts which surround the Paraná basin.
- Whether the Rio de La Plata basement (2000 - 1700 m.y. minimum ages) which outcrops between Piriápolis and Colonia (Uruguay) linked with the Paraná craton is a matter of speculation.

THE BASEMENT IN GOIÁS

The basement in Goiás is composed by a series of gneisses, metamorphosed supracrustals and intrusions of various compositions.

The gneisses often have a granodioritic composition, being composed of biotite, feldspar and quartz.

Remnants of metamorphosed older rocks are sometimes preserved within the gneisses.

Alkaline rocks are present NW of Palmeira, granitic and adamellitic batholites in the basement occur near Porto Nacional. Granitic batholiths also occur around Israelândia.

Dioritic rocks are present from Mara Rosa and Mutunópolis, to the NW.

Updoming of the basement can be observed at Goiás city and north of Hidrolina. Both Crixás and Hidrolina are on a NE-SW trending line, suggesting perhaps parallel anticlinoriums and synclinoriums in the basement of the type shown by Ferguson (1973) but of lesser amplitude.

THE BOUNDARIES OF THE BASEMENT

To the West the basement of Goiás is limited by a sedimentary sequence, Super Group Baixo Araguaia, fig. 2 which separates it from the cratonic area of Guaporé (West Brazil covered by recent sediments).

Immediately east a shear zone affects the basement rocks extending from the Maranhão to the Paraná basins.

The shear zone trends SW-NE showing horizontal rodding in gneisses, intense shearing, fracturing and mylonitization, and it is interpreted as a mobile zone. The linearity of this zone (SW-NE), is evident on Radam photography and includes features like the Serra do Estrondo and the Silurian Agua Bonita graben.

One of the best exposures of this mobile zone is between the Água Bonita and Porangatu, where it has approximately 60 km width. To the North, at the latitude of Porto Nacional (± 119 S) the width of the mobile zone appears to be almost 200km.

Schobbenhaus et. al. (1975 p. 75) described a zone of high cataclasis between Porto Nacional and Dianópolis. If this is the width of the shearing in Goiás, then the whole basement might be affected by it. This is however considered unlikely and most probably there are several parallel main trends of cataclasis, now covered by the rocks mapped as Araxá group, Schobbenhaus (op. cit).

Southwest of Porto Nacional the mobile zone is covered by Proterozoic sediments and its exposed width is about 60km down to parallel 149 S, where it starts to be masked by recent sediments. The mobile zone can still be observed S and SW of Nova América.

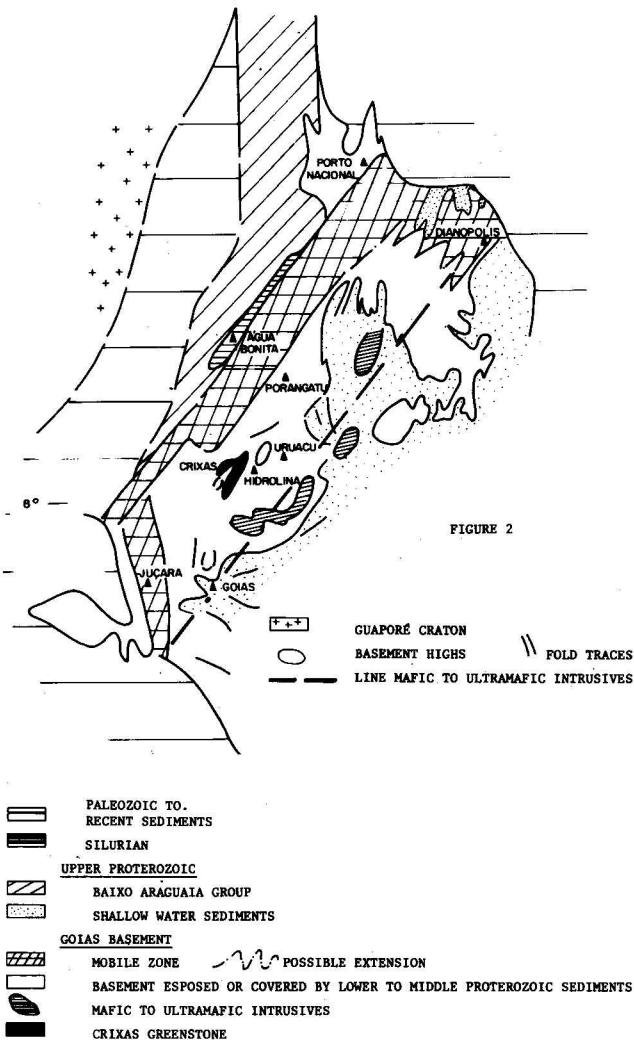
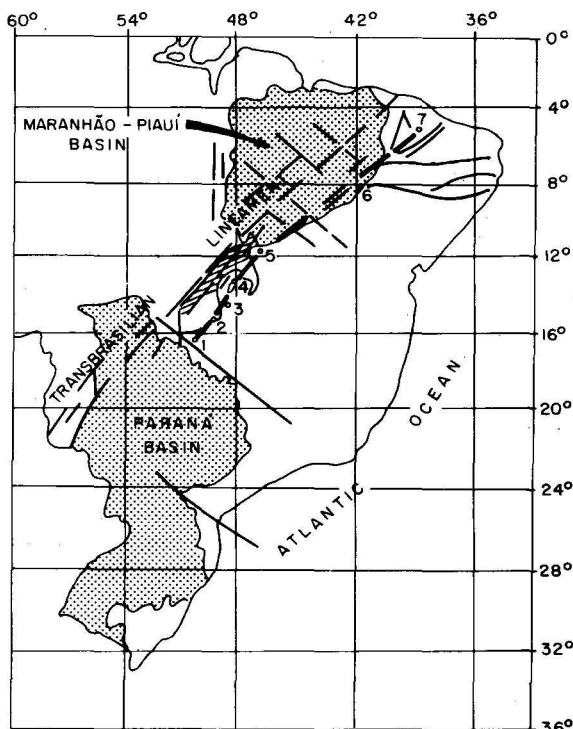


FIGURE 2

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

FIGURE 3 SHOWING THE RELATIONSHIP OF THE MAFIC-ULTRAMAFIC BODIES TO THE TRANSBRASILIAN LINEAMENT AND THE GOIÁS BASEMENT



- 1 — AMERICANO DO BRASIL
- 2 — BARRO ALTO
- 3 — NIQUELÂNDIA
- 4 — C. BRAVA
- 5 — DIANÓPOLIS
- 6 — S.J. DO PIAUÍ
- 7 — QUIXADÁ
- 3 EASTERN EXPOSURE OF GOIÁS BASEMENT.
- LINE OF MAFIC ULTRAMAFIC INTRUSIVES
- /// MOBILE ZONE.
- LINEAMENTS AFTER SCHOBHENHAUS ET AL (1975)

Between parallels 15° and 16° S, a system of N-NW trending faults from the Paraná basin to and beyond the town of Juçara, appearing to link with the mobile zone. The basement west of the faults is composed mainly of granitic rocks.

The pattern of faulting in this corner of Goiás indicates a triple junction, which is marked as an obvious hot spot by recurrent volcanic activity spanning Proterozoic to Cretaceous time.

THE LINE OF MAFIC TO ULTRAMAFIC INTRUSIONS

If a line is drawn between the main mafic to ultramafic intrusions of Goiás, a SW-NE alignment is obtained. This alignment was first named the serpentine belt by Almeida (1967 p. 14), and Pena (1974) thinks it represents obducted ophiolitic crust.

The characteristics of this zone of alignment are:

- occurrence of differentiated diapirs of mafic to ultramafic composition. Crystal settling and differentiation produce dunitic pyroxenitic, gabbroic, anorthositic

and titanomagnetic bearing rocks in some of the intrusions.

- the main intrusions from SW to NE are:
 - 1 Americano do Brasil (and smaller intrusions).
 - 2 Barro Alto.
 - 3 Niquelândia.
 - 4 Cana Brava.
 - 5 The gabbroic bodies of Dianópolis (fig. 2).
- In Goiás the alignment of these bodies perfectly parallels the mobile zone and the “lineamento transbrasiliano” of Schobbenhaus et. al. (1975) (see fig. 3).
- If the Quixadá and São João do Piauí mafic intrusions are plotted, it can be seen (fig. 3) that they also parallel the transbrasilian lineament. They constitute, together, with the five main bodies in Goiás, a line of mafic-ultramafic intrusions (LMUI) extending from parallel 4° -S 16° S; which on its continental extension can be compared with famous Bushveld line of intrusives, Vail (1978).

The Bushveld line of intrusives includes rocks of Archean age: Great Dyke 2600 m.y.; lower Proterozoic age: Bushveld Complex (1980 m.y.); and even younger Africa “successive reactivations of a master structural lineament in the mantle which later become frozen” occurred. This lineament would be a taphrogenic lineament.

The Age of the LMUI

Archean ages are postulated for the intrusive complexes Girardi et. al. (1978) and Schobbenhaus (1975). Any lineament controlling these bodies has to be at least coeval certainly, Schobbenhaus (op. cit), since they show ages ranging from Archean to Cambrian. The 2000 ± 100 m.y. age period; the Bushveld intrusion occurred at 1980 m.y.; is represented by some isotopic datings. This age however has been interpreted as that of a reactivating event.

The 1200 - 900 m.y. period, which is the age of intrusion of the Cunene complex of similar lithologies, is represented at Barro Alto, Niquelândia and Cana Brava, by isotopic data from three independent sources, Schobbenhaus (op. cit.) and might yet, prove to be relevant. Girardi et. al. (1978 pg. 337) state that data is not conclusive, but the Cana Brava complex might be older than 2000 m.y. Vertical movement on the mobile zone is recorded in faults which limit the Natividade Group, at the Western side of the Serra Dourada, at the Serra do Estrondo. These faults were probably active at the time of sedimentation of the Precambrian B (1100-1700 m.y.) rocks, placing a minimum age on the vertical movement.

Although vertical movements along the mobile zone continued to the Paleozoic (Água Bonita Graben) and even Recent (?) (Bananal Island), is difficult to define their commencement. Probably this was a zone of crustal weakness dating as far as the Lower Proterozoic or even the Archean.

THE COVER OF THE BASEMENT IN GOIÁS

It is on the intention of this presentation to enlarge on a description of the sequences covering the Goiás basement, mainly because they are poorly known and dated. A lucid and exhaustive review of the problem was presented by Marini et. al. (1977).

However, fundamental differences between the sequences covering the basement variety of quartz-amphibole gneisses, magnetite quartzites, amphibolites and schists. A major

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

unconformity appears to be present between these rocks and the basement i.e. SW of Uruaçu. These rocks are folded by two and possibly three folding episodes and are characterized by the presence of high P metamorphic minerals, such as kyanite. In places, pyrite and high copper backgrounds are also distinctive. It is relevant that these rocks appear to show major development between the boundaries of the mobile zone and the LMUI, and that they are partially graded to shallow water sediments to the east of Uruaçu. Some of these shallow sediments are Pb bearing.

The presence of at least two very different post-basement sequences can be observed to the east and west of Uruaçu. As far east as Monte Alegre (Goiás) schistose rocks showing amphibolite metamorphic grades are infolded and overlay the basement gneisses, being in turn overlain by the shallow water Araí quartzites and lavas, which show lesser metamorphism.

The shallow water sediments (fig. 4) include the conglomeratic fluvial sands of the Araí Group, the quartzites, siltstone and limestones of the Natividade Group, and quartzites overlying basement (highs?) at Goiás.

These rocks are partially thrust in the basement and folded

by the Brazilian orogenesis. The complex relation of these folded rocks with the diamictites, the biohermal Bambuí sediments, and with the horizontal cratonic cover of the São Francisco craton, has been described by Dardenne (1978) among others.

Finally a zone of metamorphosed pelites and psamites of uniform appearance mainly metamorphosed to greenschist facies but showing gradations between schists and gneisses which might represent highly remobilized basement, is shown like deep water sediments in figure 4. These rocks having NW-SE trends appear not to overlap the basement rocks of the Goiás basement unless possibly in the highly complex zone of SE Goiás. They represent a different facies than the rocks described before. Fyfe and Leonardos (1974) consider these rocks (Araxá Group) to represent a eugeosynclinal facies.

The Age of the Folding events Between the Goiás Basement and the São Francisco Craton

As stated before there is no evidence against postulating a common sialic basement and the rest of the São Francisco craton in the Archean and Lower Proterozoic times (fig. 1). Almeida (1976) considers that the Goiás massif could have been joined with the Guaporé craton. However basement exposures at 45° W-11° S and the position of the mobile zone on the Western side of the Goiás basement indicate a more likely correlation with the São Francisco craton, especially if the mobile zone is interpreted as being an old boundary between the São Francisco and Guaporé cratons.

During the upper and middle(?) Proterozoic at least, two folding events appear to have occurred between the São Francisco craton and the Guaporé craton affecting the sequences covering the Goiás basement.

As pointed out by Marini et. al. (1977) in spite of various studies, the age and extent of the various folding events in Goiás remains obscure, and so does their tectonic history.

For example, did the Brazilian cycle last from 700-450 m.y. Cordani (1973) or from 500-1000 m.y. Almeida et. al. (1976)? Did the Uruaçu exist and, did it last from 1300 - 1000 m.y.?

From what was said in the previous section (IIIC) it is concluded that at least two folding events (Uruaçu and Brazilian) affected the rocks covering the Goiás basement (stippled in fig. 4). These rocks are older than the shallow water sediments shown in fig. 4, which were also affected by the Brazilian cycle.

DISCUSSION

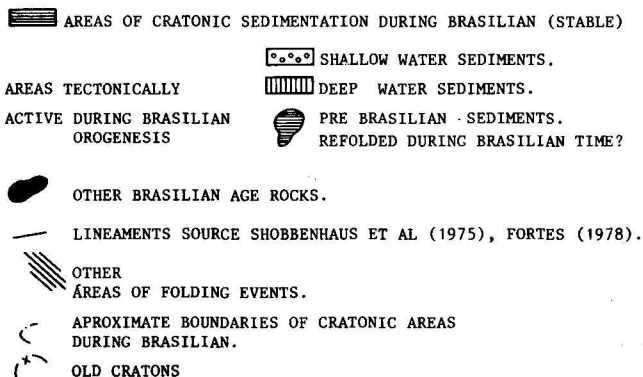
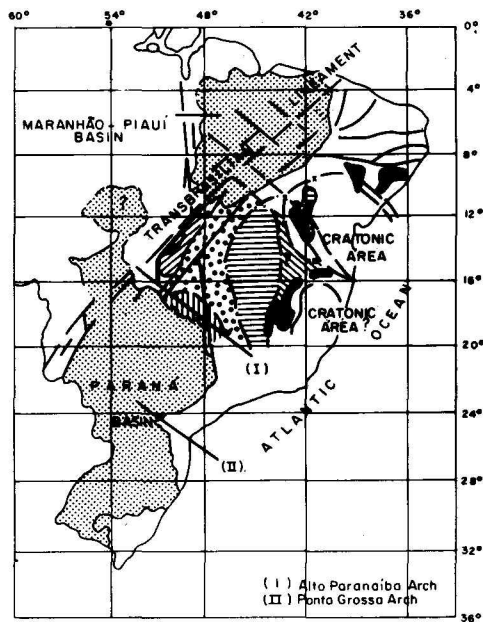
Bearing in mind the uncertainties in the data presented and the incomplete knowledge of the region, a tentative model (fig. 5) is presented for the evolution of the Goiás basement and cover sequences. This model is qualified as a working hypothesis.

ARCHEAN (FIG. 5A)

The Crixás greenstone belt is developed during the Archean, and possibly at the end of this period at last two zones of weakness are developed between the Guaporé and São Francisco cratons. The fact that the ultramafic to mafic intrusions occur only on the Eastern lineament (2 in fig. 5A) suggests that the lineaments are not coeval. The ultramafic diapirs are intruded at deep crustal levels, possibly have an Archean to lower Proterozoic age, Girardi et. al. (1978), and might be derived from the mantle.

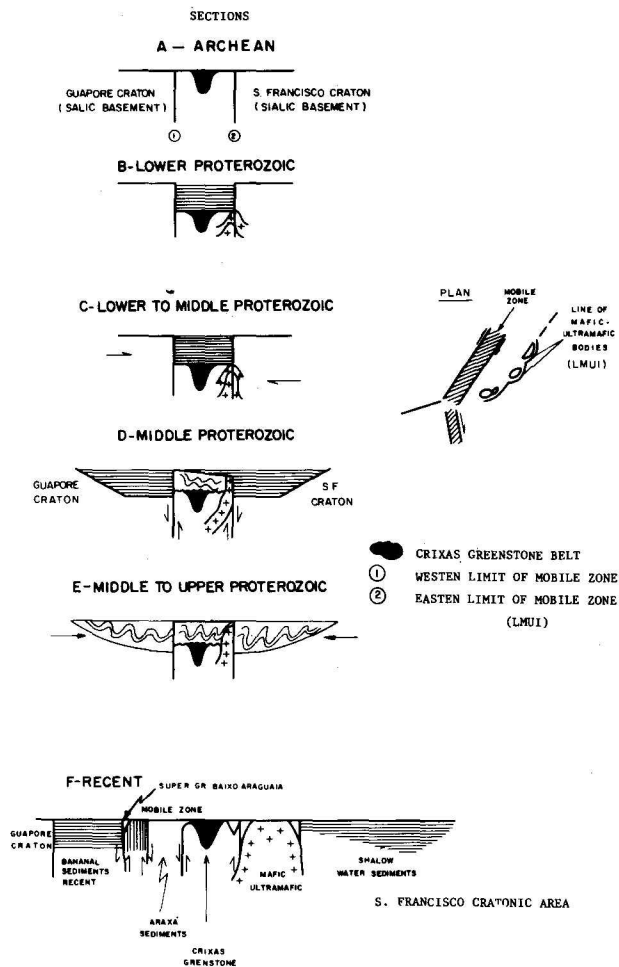
FIGURE 4

SÃO FRANCISCO CRATON
STRUCTURAL ELEMENTS



PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

FIGURE 5
SUGGESTED MODEL FOR
THE EVOLUTION OF THE
GOIÁS MASSIF



LOWER PROTEROZOIC (FIG. 5B)

The mobile zone is formed. At this stage vertical tectonics predominate. Lineaments 1 and 2 define a zone of crustal weakness, within which graben-like conditions are probable. The LMUI could be interpreted as a proto-rift, since in Africa the Bushveld line of intrusives links with recent rift valleys, Mc Connell (1978). Rifting would affect the whole of the Goiás basement being more prominent between lineaments 1 and 2, fig. 5A. After the intrusion of the LMUI a graben is developed and sedimentation progresses mainly between lineaments 1 and 2. The presence of high P minerals (kyanite) in these sediments can be interpreted as an indication of their deposition in areas which were either tectonically active or remained tectonically active after deposition. Towards the end of the period vertical movements still predominate but interaction with horizontal tectonics commences.

LOWER TO MIDDLE PROTEROZOIC (FIG. 5C)

As time progresses horizontal tectonics predominate over

vertical, but sedimentation is still partly controlled by graben like situations. The sediments which were deposited on top of an unstable are folded by the commencement of a plate tectonics regime, in which two rigid plates (Guaporé and São Francisco) have between them a zone of unstable crust (Goiás massif), where stress is taken by shearing and mainly by motion as both plates move against each other. With time lineament 1 probably became welded and stress is taken by lineament 2 and parallel lineaments (5C plan).

MIDDLE PROTEROZOIC (FIG. 5D)

Either tilting of the graben or up faulting of the area between the mobile zone and the LMUI produces a positive zone (horst?), which gives rise to two marginal basins. Sedimentation and infilling of these basins proceeds, until eventually the sediments straddle the craton. The area of provenance is mainly the sialic horst.

MIDDLE TO UPPER PROTEROZOIC (FIG. 5E)

Concomitantly with deposition, the plate tectonic, depicted in fig. 5C plan continues, resulting in upper Proterozoic Brazilian folding. The plane of movement is the mobile zone and the LMUI is rigid, (sealed by the intrusions) as far as the main movement is concerned.

The axial fold traces or the sediments swing from NE-SW along a possible triple junction in Southern Goiás.

Recent vertical movements along longitudinal faults are repeated in the Paleozoic (Água Bonita Graben) and Recent(?) Bananal sediments and it would be interesting to check the density of seismic epicentres along this zone. Figure 5F shows a section as is seen today.

"The evolution of the dominant structural pattern of the crust from Archean to Post-Archean times is frequently characterized by the transition of a non-linear zone". "This mainly applies to the Archean greenstone belts and the younger Proterozoic mobile belts around cratons" Jansen (1975 p. 30). The assumption that mobile zone in Goiás formed in the lower Proterozoic is based in these concepts.

If the mobile zone is interpreted as a zone of crustal weakness, possibly a failed rift margin between the São Francisco and Guaporé cratons, then the Goiás basement (LMUI ± mobile zone) could have been an integral part of the São Francisco craton during the Archean. With the commencement of rifting, in the Lower Proterozoic?, this area acquired its unique characteristics, which gave rise to the Uruaçu and Brazilian fold belts.

The location of the LMUI, near the border of the São Francisco craton, differs from that the Bushveld line of intrusives which in Rhodesia and S. Africa appears to be mainly intercratonic. The comparison between both refers mainly to their continental extension, and the alignment of igneous bodies and does not compare characteristics of the igneous bodies.

A rifting stage, followed by downsauging and compressional folding (fig. 5b and c), has been proposed by Hoffman (1973) for Precambrian aulacogens.

"Aulacogens are failed arms of triple junctions with regards to plate tectonics", Jansen (1975, p. 134), in which syngeneitic copper is common. Aulacogens forming low angles to the craton margin are known, ie: the Soutpansberg, through Jansen (1975, p 129-136). However, although similarities with Goiás can be suggested, and the model failed rifting was proposed; because it is felt that in Goiás, the Prebrasilian sediments of fig. 4 should be better know before we can attempt to understand their tectonic environment.

CONCLUSIONS

- Archean rocks, greenstone belts and associated higher metamorphic mainly granitic rocks, occur in Bahia, Goiás and Minas Gerais (fig. 1).
- These centres represent old nuclei of the São Francisco craton.
- In Goiás the presence of an Archean greenstone belt implies that the associated granitic and gneissic terrains have at least a coeval age.
- In Goiás, the basement is composed of Archean rocks, a mobile zone of shearing and cataclasis and an alignment of mafic to ultramafic bodies.
- The mobile zone affects rocks of possible Archean and lower Proterozoic age. This zone was interpreted as being the old boundary between the São Francisco and Guaporé cratons.
- To the east of the mobile zone, a SW-NE trending alignment of mafic to ultramafic bodies parallels the Transbrazilian lineament of Schobbenhaus et. al. (1975) and the mobile zone.
- The LMUI appears to continue to the Quixadá body in Ceará, and has continental dimensions.
- Shearing between the mobile zone and LMUI is exposed between Dianópolis and P. Nacional suggesting that the lower and middle(?) Proterozoic sedimentation occurring between both lines progressed under unstable conditions.
- The Western limit of the São Francisco craton evolved from Archean to Proterozoic times, when it acquired its present characteristics.
- A tentative model for the development and evolution of the Goiás basement and its cover is proposed, but can only be confirmed by isotopic data and further mapping.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA F.F.M.sde (1967). *Origem e evolução da plataforma brasileira*, DGM-DNPM, Bol. 241, 36p. Rio de Janeiro.

ALMEIDA F.F.M. de, HASUI Y. e BRITO NEVES B.B. (1976). The upper Precambrian of South America *Bol. Inst. de Geoc. USP* V 7:45 - 80.

BARBOSA A.L. de M. (1966). *Síntese da evolução geotectônica da América do Sul*. EFMOP Inst. Geol. 1, 2, 91 - 111. Ouro Preto.

BROOKS C., HART S.R. (1974). On the significance of Komatiite. *Geol.*, 2, 107 - 110.

FERGUSON J. (1973). The Pilanesberg Alkaline Province, Southern Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* V 76 - 3, 249 - 270.

FYFE W.S. and LEONARDOS O.H. (1974). Ancient metamorphic-

-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast; The African Connection. *Rev. Bras. Geocien.* 4 (4) : 247 - 251, São Paulo.

FORTES F.P. (1978). Geologia Estrutural e Tectônica da Bacia Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. *Anais XXX Cong. Bras. Geol. Recife VI*: 321 - 336.

GIRARDI V.A.A.,s KAWASHITA K., BASEI M.A.S.,s e CORDANI U.G. (1978). Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados Geocronológicos. *Anais XXX Cong. Bras. Geol. Recife VI* : 337 - 348.

HOFFMAN P. (1973) Evolution of an early Proterozoic continental margin: the coronation geosyncline and associated aulacogens of the North-Western Canadian shield. *Phil. R. Soc. Lond. A* 273, 547 - 81.

JANSEN H. (1975) Precambrian basins on the Transvaal Craton and their Sedimentological and structural features. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* 78, 1, 25 - 34.

JANSEN H. (1975) The Soutpansberg Trough (Northern Transvaal) An Aulacogen. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* 78, 1, 129 - 136.

KISHIDA, A. (1979) - Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano sedimentares da região do médio Rio Itapicuru - Bahia (*Unpublished University Thesis Salvador*).

MARINI O.J., FUCK R.A., Dardenne M.A.,s Teixeira N.A. (1977). Dobramento da Borda Oeste do Craton de São Francisco. Contribuição à reunião preparatória do Simpósio sobre o craton São Francisco e suas zonas marginais. Dep. Geol. Univ. Brasília, 63 p. 1 mp.

MATTOS de ABREU F. de A. (1978) Evolução estrutural do super-grupo Baixo Araguaia. *Anais XXX Cong. Geol. Recife VI*: 257 - 269.

Mc CONNELL R.B. (1978) Discussion of "Further data on the alignment of basic Igneous intrusive Complexes in Southern and Eastern Africa". *Trans. Geol. Soc. S. Africa* 81, 225 - 226.

PEDREIRA A.J.,s KISHIDA A., TORQUATOSJ.R.sMASCARENHAS J. de F. (1977) - Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do craton de São Francisco. *Reunião preparatória para o Simpósio sobre o craton de São Francisco*. Salvador 140 p.

PENNA G.S. (1974) Geologia da área do Projeto Goiânia II, sudoeste de Goiás, *Anais 28º Congr. Geol.*: 3,37 - 50, P. Alegre.

PFLUG. R. (1962) - O lineamento do Rio das Velhas. *Eng. Min. Metal. R. J.* 35 (210) : 301 - 302.

PFLUG. R. e RENGER (1973) - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do craton São Franciscano. *An. 27º Congr. Bras. Geol.* V2, 5 - 19 Aracaju.

SCHOBENHAUS C., at. al. (1975) - *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Folha de Goiás SE 22*, 113p.

SCHNEIDER (1972) - Sedimentary evolution of rifted Continental Margins - *Geol. Soc. Amer.*, 132, 109 - 119.

SCHORSHER H.D.s (1978) - Komatiitos na estrutura "greenstone belt" série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. XXX Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim* 01, 292 - p. 3.

VAIL J.R. (1978) - Further data on the alignment of Basic Igneous Intrusive Complexes in Southern and Eastern Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, V 89 - 2, 87 - 92.

WINDLEY B.F.s (1977) - *The evolving continents* 385 p. Publ.: J. Wiley and Sons, N. York.

FEIÇÕES GRAVIMÉTRICAS E MAGNÉTICAS
DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

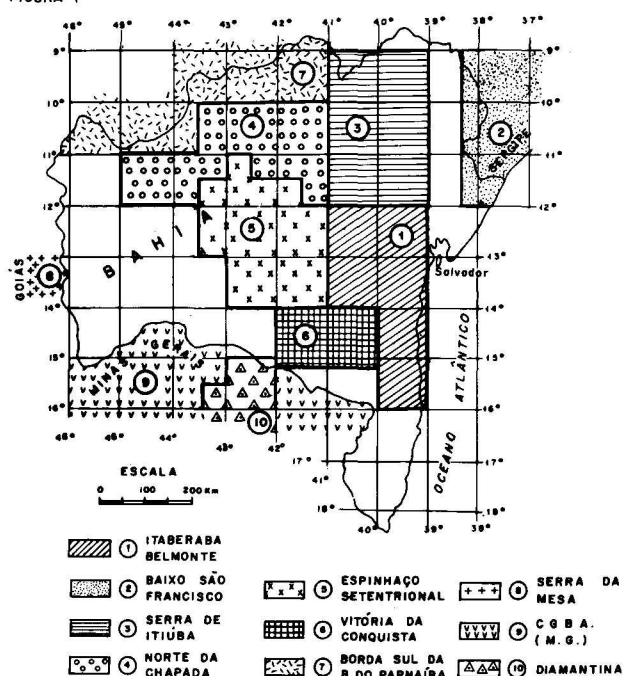
Antônio Carlos Motta
Raymundo A. A. Dias Gomes
Inácio de Medeiros Delgado
Luiz P. de Siqueira
Augusto J. Pedreira
CPRM

The "Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia", aimed basically to elaborate the Integrated Bouguer Map, in the scale 1:1.000.000, starting on with Bouguer Maps in the 1:250.000 scale; afterwards, and as a second goal, those maps were interpreted along with the available data from airborne magnetics and the already known geologic data, so as to provide new elements to disclose the unresolved geological problems, concerning mostly to structural and subsurficial conditions. For the Bouguer Map, readings from 2084 gravity field stations were recorded. The density of such stations, attained 212,4 sq. km/sta, east of the São Francisco river, 418,0 sq. km/sta. west of the same water course. The Cretaceous sedimentary basins, previously surveyed by Petrobrás, were not covered by this Project. The 1:1.000.000 Bouguer Map showed, after analysed as a whole, two distinct portions. The first one, near the coast, with high Bouguer values, mostly positive, in isolated anomalies that reached + 220 mgal as absolute Bouguer gravity value. Such region was identified through gravity pattern as a typical transition area between continent and continental shelf, as occurs in other places all over the world. The other gravity portion, that include most of the State of Bahia and areas on the border of other States, shows a typical continental pattern with the nonexistence of high mountain ranges and where the Bouguer absolute values range from - 20/ -30 mgal to - 150 mgal. Using the average Bouguer anomaly numbers from the maps, it was possible to estimate the depth of the upper crust/lower crust interface to each square degree of latitude and longitude. The depths of Mohorovicic has been calculated as 32 km near the transitional zone from continent to continental shelf. Such depth increases to west of the State Bahia reaching 43 km at the Paramirim valley region, where gravity data suggest a geofracture that coincides with the alignment Espinhaço. After such anomaly the depth of Moho decreases to west reaching 38 km near Correntina city. There are gravity evidences of the increasing of depth to west direction to the State of Goiás. The State of Bahia was divided into five gravity zones or provinces, with subdivisions, reflecting large distinct cratonic structural blocks, build up through variations of the depth of the upper crust/lower crust interface. In order to correlate with the geological definitions, such cratonic portions were called according to Mascarenhas (1979), in blocks, nuclei and fragments, mostly coincident with previous reports from geologists supported on geological, structural and geochronological data. Semiregional interpretations revealed the possible existence of large basic/ultrabasic rocks associated to other gravity high such as in the Curaçá, Uauá and Monte Santo areas. The lastern one has also magnetic features that support the hypothesis that these mafic rocks are the base of the Greenstone Belt of Serrinha and that the rocks occur to the west and north-west of the Monte Santo city. Excess of mass was evident for all gravity Bouguer high above mentioned. The Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia point out also areas with deficiency of density, just where geology shows the big granite bodies. Among these it must be emphasized the granite body of Campo Formoso, and the granodiorite of Nordestina, in north Bahia, and the granite of Buranhém in the south. The analyses of the residual Bouguer map, and other residual maps computed using the 1:250.000 Bouguer maps, besides accurate studies of the positive and negative anomalies due to excess and deficiency of mass may guide to successful prospecting programs for minerals related to basic/ultrabasic rocks, as also for minerals that belong to a granite suite. It is very important in such way to combine the gravity results with geological, aeromagnetics and other previous data to elaborate previsional maps for mineral prospecting programmes and also for tectonic maps. The conclusions derived from gravity and magnetic methods to have enriched the geological knowledge of the State of Bahia, providing geologists and executives with valuable structural informations, in order to help new projects and investments aiming to new discoveries of mineral commodities, with greater safety safety because supported on the knowledge of the subsurface conditions.

INTRODUÇÃO

Nos últimos oito anos foram executados diversos trabalhos geofísicos de caráter regional nas áreas do Craton do São Francisco e suas faixas marginais, a maioria pelo Convênio DNPm-CPRM. Estes trabalhos consistiram do levantamento gravimétrico de todo o estado da Bahia com uma densidade média de 212,4 km²/estação, na região Leste do São Francisco e de vários projetos aerogeofísicos, com registros magnetométrico e cintilométrico, este com discriminação dos canais de K, Th e U, e contagem total. Os espaçamentos entre as linhas de vôo variaram, a depender do projeto, entre um e quatro quilômetros. A figura 1 mostra a localização destes projetos.

FIGURA 1



A tabela I mostra as características principais de alguns destes projetos.

Embora tenham sido razoáveis os investimentos em levantamentos aerogeofísicos, não tem havido uma utilização plena dos resultados em etapas posteriores de interpretação e integração geológico-geofísica, com exceção dos projetos Integração Geológico-Geofísica Itaberaba-Belmonte (Convênio DNPm-CPRM) e Rochas Básicas e Ultrabásicas de Vitória da Conquista (Convênio SME-CBPM).

Neste trabalho apresentamos algumas feições geofísicas regionais importantes observadas na área do Craton do São Francisco e das suas faixas marginais, ressaltando que trabalhos desta natureza justificam um projeto específico com a participação de geólogos e geofísicos, sendo imprescindível a interpretação quantitativa dos dados geofísicos, que por sua vez, pressupõem a existência de parâmetros físicos para as rochas em questão.

Nosso objetivo por enquanto é estimular estudos posteriores e contribuir para o esclarecimento de algumas questões geológicas relativas ao Craton do São Francisco. Este é entendido aqui segundo a definição de Almeida (1978) como "uma entidade geotectônica de maior ordem, de consolidação pré-brasileira, que compreende quase todo o estado da

Bahia, e se estende às regiões vizinhas de Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás".

PROJETOS	Escala dos mapas	Empresa contratada	Área, km ²	km lineares	Espaçamento	Direção
Serra de Itiúba	1:250.000 1:100.000	PROSPEC	72.000	82.000	1 km	N45°W
Norte da Chapada Diamantina	1:250.000 1:100.000	PROSPEC	54.000	30.678	2 km	N-S
Borda Sul da Bacia do Parnaíba	1:250.000 1:100.000	PROSPEC	130.000	-	2 km	N-S
Espinhaço Setentrional	1:250.000 1:100.000	GEOFOTO	60.000	18.354	4 km	E-W
Itaberaba Belmonte	1:100.000 1:50.000	ENCAL	72.000	72.360	1 km	N-S
Baixo São Francisco	1:250.000 1:100.000	ENCAL	55.000	30.593	2 km	N-S

Tabela I - Características principais dos projetos aerogeofísicos nos estados da Bahia e Sergipe.

LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

O levantamento gravimétrico do estado da Bahia abrangeu toda a área do mesmo, com exceção das bacias mesozóicas, que foram objetivo de trabalhos anteriores da Petrobrás.

As características principais do projeto foram as seguintes:

- a) Área coberta: ± 540.000 km²
- b) Espaçamento médio entre as estações: 20 a 25 km
- c) Densidade média de estações: 212,4 km²/estação (a leste do Rio São Francisco)
- d) Total de estações: 2.084
- e) Desvio padrão da medida da gravidade: ± 0,041 mgal
- f) Densidade Bouguer: 2,60 g/cm³
- g) Fator FD para correção AB = 0,1998, para D = 2,60 g/cm³
- h) Correção de terreno: efetuado para um círculo de 15 km de raio em torno de cada estação, segundo o procedimento de Hammer (1939)
- i) Correção de latitude: efetuada através de interpolação em tabela numérica construída para cada 10' através da fórmula:

$$Y = 978,0490 (1 + 0,0052884 \text{ sen}^2 x - 0,0000059 \text{ sen}^2 2x) \text{ (I)}$$
- j) Cálculo do Bouguer: Valor Bouguer = (Correção "AB" + G + correção do terreno) - (correção latitude).
- k) Intervalo de contorno do mapa Bouguer: 5 mgal
- l) Equipamento: Gravímetro Worden Modelo Prospecto com precisão de 0,01 mgal.

MAPA BOUGUER

Os valores Bouguer definidos como acima foram utilizados para o contorno do mapa Bouguer do estado da Bahia, inicialmente na escala 1:250.000 e em seguida reduzido para a escala 1:1.000.000, mostrado na figura 2.

Vale lembrar que as correções aplicadas ao valor de "g" que é a gravidade absoluta de determinado ponto permite transportar este valor para o Geóide Internacional, cuja referência de leitura é o nível médio dos mares e seu prolongamento através dos continentes. Esta é uma superfície para a qual os valores da gravidade são reduzidos matematicamente.

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

mente para permitir ao intérprete a visão referida a um mesmo plano.

Desprezadas pequenas correções, pode-se afirmar que após reduzidos ao geóide, os valores Bouguer seriam iguais se as rochas abaixo do nível médio dos mares estivessem distribuídas de uma maneira concêntrica e de igual densidade em relação ao centro da Terra. Como isto não ocorre, o mapa Bouguer possibilita estudar a crosta como um todo e obter informações sobre sua espessura e as modificações geológicas e estruturais da sua parte superior. Os tipos das anomalias regionais no campo gravitacional dependem diretamente da variação da espessura total da crosta, isto é, do relevo da descontinuidade de Mohorovicic, da diferença da densidade das rochas subcrustais e das grandes feições tectônicas ligadas à existência de blocos distintos. Dependem assim das variações na espessura, composição petrográfica e estrutura das diferentes camadas da crosta, especialmente a sedimentar, a granítica e a basáltica.

Naturalmente que o intérprete de gravimetria se defronta com uma crosta cujo desenvolvimento ao longo do tempo geológico se deu com a atuação conjunta de todos os fatores citados. Em certos locais, alguns fatores predominam, e são identificados através de feições tectônicas e estruturas geológicas distintas, enquanto que em outros a complexidade não permite distinguir os elementos, sendo a interpretação prejudicada.

A GRAVIMETRIA DA CROSTA

A camada superior da Terra, ou crosta, tem uma estrutura cristalina e a sua espessura varia entre 30 a 70 km nos continentes e 4 a 15 km nos oceanos. A superfície que limita esta camada com a que fica logo abaixo, o manto, é a descontinuidade de Mohorovicic ou Moho, que apresenta uma grande mudança de densidade bem como da velocidade de propagação das ondas elásticas. Portanto, além de excelente refletor sísmico, esta descontinuidade é um marco bem definido, através de anomalias regionais, do campo gravitacional terrestre. Utilizando-se dos valores Bouguer da figura 2 e através de uma fórmula a espessura da crosta pode ser calculada:

$$M = M'_0 + K' g \text{ (II)}$$

onde M é a espessura da crosta em quilômetros, g é o valor médio de anomalia gravimétrica de um setor, e K' e Mo' são coeficientes determinados para diferentes regiões da Terra. Grushinsky (1971), calculou estes coeficientes levando em consideração 287 estações sísmicas em todo o mundo. Para a América foram utilizadas 36 estações para determinação dos coeficientes K' = 0,102 e Mo' = 31,1.

Utilizando estes dados foram feitos cálculos para setores de um grau quadrado e os resultados são mostrados na figura 3.

Para a folha Salvador – 12°/16°S e 39°/42°W – foi encontrada uma média de 36 quilômetros para a espessura da crosta, sendo que o menor valor, 32 km, corresponde à faixa granulítica. Os demais valores foram 38, 39 e 37 quilômetros, para as folhas Brasília, Rio São Francisco e Aracaju, respectivamente.

Para fora dos limites do craton, parcialmente sugeridos neste trabalho, e onde a crosta sílica sofre atenuações, as espessuras são da ordem de 31/33 km.

Dentro de uma visão regional, a espessura da crosta sílica apresenta espessamento de leste para oeste, com variações médias da ordem de 31/33 km até 40/43 km, sendo que as mudanças importantes parecem ocorrer no denominado Lineamento Espinhaço (Siqueira, 1979), que coincide com a faixa de reativação Brasileira do esboço das províncias geocronológicas da Bahia (Pedreira et al., 1977).



FIGURA 2 – MAPA BOUGUER DO ESTADO DA BAHIA

Fonte: DNPH/CPRM – Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

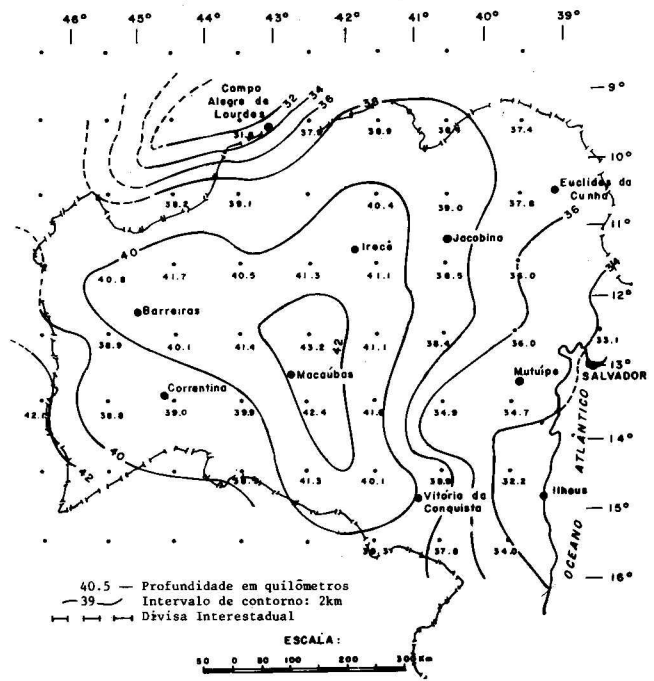


FIGURA 3 – MAPA DA PROFUNDIDADE DA DESCONTINUIDADE DE MOHOROVICIC – BASE BOUGUER MÉDIO (Valores da Gravidade corrigidos para a IGSN/71).

Fonte: DNPH/CPRM – Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

LEVANTAMENTOS AEROMAGNETOMÉTRICOS E CINTILOMÉTRICOS COM DISCRIMINAÇÃO DE ENERGIA

CARACTERÍSTICAS DOS AEROLEVANTAMENTOS

Com exceção do Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Vitória da Conquista, todos os demais aerolevantamentos foram patrocinados pelo Convênio DNPM-CPRM e executados por empreiteiros diversos. Eles possuem características comuns e portanto, utilizam parâmetros, equipamentos e propriedades que permitem uniformidade no tratamento e na apresentação das medidas.

Basicamente estes projetos utilizam um avião Britten-Norman do tipo Islander, portando equipamentos que registram os seguintes dados:

- a) Medida da intensidade total do campo magnético em gamas.
- b) Medidas de cintilometria, constando do registro em quatro canais distintos para urânio, tório, potássio e contagem total, a qual representa o somatório de todas as emissões que sensibilizam o equipamento.
- c) Posicionamento do avião: a plotagem do "caminhamen-to" efetuado é controlada através do sistema Radar - Döppler, que permite controlar a direção constante do avião; a trajetória da aeronave é filmada constantemente e pontos facilmente reconhecíveis ao longo da mesma, e fottomosaico ou imagem de radar permitem o traçado preciso da trajetória voada.
- d) Altura de vôo: as aeronaves de geofísica dispõem de um sistema radar-altímetro que permite um registro contínuo da altura de vôo, que nestes projetos deve ser de 150 m, (500 pés) acima do solo, sendo permitida uma variação de $\pm 10\%$. O controle rigoroso da altura de vôo é imprescindível nos registros cintilométricos, não sendo necessário para o caso das medidas magnéticas, que não sofrem mudanças significativas com variações da ordem de 10 a 20 metros.

No projeto Integração Geológico-Geofísica Itaberaba-Belmonte, foram estudados cerca de 41 alvos magnetométricos e 8 cintilométricos, além de serem visitados dezenas de pontos para controle geológico, tendo-se constatado coincidência perfeita entre os mapas aeromagnéticos e a geologia previamente mapeada (Figueira et al, 1979). A amarração por geofísica terrestre comprovou a precisão dos aerolevantamentos. A tabela II relaciona algumas informações sobre os dados utilizados na aerogeofísica, sendo o exemplo retirado do Projeto Borda Sul da Bacia do Parnaíba, executado pelo Convênio DNPM-CPRM.

MAPA AEROMAGNETOMÉTRICO AO MILIONÉSIMO

A figura 4 mostra o mapa provisório de isogamas do campo total, resultante da compilação de três projetos aerogeofísicos desenvolvidos no estado da Bahia. O mapa definitivo resultará no Projeto Carta Magnética do Brasil ao Milionésimo, em execução pelo Convênio DNPM-CPRM. A compilação foi feita a partir dos mapas na escala 1:250.000 dos quais foram destacadas as curvas isogâmicas de 50 em 50 gamas. Os projetos utilizados foram o Itaberaba-Belmonte, Espinhaço Setentrional, e Rochas Básicas e Ultrabásicas de Vitória da Conquista.

EQUIPAMENTO	Aeronave	Britten - Norman Islander: bimotor, asa alta
	Magnetômetro	Geometrics G-803, de precessão prótonica livre com sensor na cauda da aeronave (stinger)
	Registro	Analogico a cada 0,5 seg. e digital a cada 2 seg. (Hewlett-Packard 7130-A e G-704, respectivamente)
	Sensibilidade	1 Gama (10^{-5}) Oersted
	Controle de altura	Radar altímetro Honeywell, mod. HG 9050 DI
	Sist. Nav. Auto.	Radar Döppler - Bendix PRA-12/CPA-24
	Câmara de rastreamento	Carl MK - 7 Mod. T.232
LEVANTAMENTO	Linhas de vôo	Produção: espaçadas 2 km, direção N-S Controle: espaçadas 20 km, direção E-W
	Altura média sobre o terreno	150 m
	Espaçamento médio entre leituras e fotos de posição	110 m
	Escala aprox. das fotos de posição	1:8.300

Tabela II - Especificações para aerogeofísica

FEIÇÕES REGIONAIS DO CRÁTON

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

As figuras 5 e 6 mostram as interpretações qualitativas gravimétrica e magnética de áreas do craton nas quais foram lançadas os elementos principais, justamente os de abrangência regional, compatíveis com a escala.

Enquanto a interpretação gravimétrica alcança e pode refletir grandes profundidades como foi mostrado no capítulo 2, a interpretação magnética mostra com frequência elementos e fenômenos mais superficiais.

As falhas e/ou fraturas sugeridas nos mapas gravimétricos regionais, podem ser interpretadas como alcançando às vezes o manto enquanto que as falhas refletidas pelos mapas magnéticos normalmente ocorrem nos primeiros quilômetros da crosta sílica.

É oportuno lembrar que as rochas perdem suas propriedades magnéticas a partir de certa temperatura, a de Curie, reforçando esta diferença existente entre as profundidades alcançadas pelos dois métodos.

INTERPRETAÇÃO DO MAPA BOUGUER

Descrição do mapa

A figura 5 mostra as principais falhas e/ou fraturas da área coberta pela gravimetria. Duas direções NNE e NNW predominam e coincidem com as mostradas nos mapas geológicos atuais.

Os valores das isogâmicas variam de + 220 mgal na plataforma continental até -150 mgal na região de Macaúbas-Ibipitanga (13°S/42°30'W). Os valores mais baixos, compreendidos entre -120 e -150 mgal, na realidade constituem uma anomalia isolada. Os valores mais constantes estão no intervalo entre -40 e -110 mgal.

As isogâmicas tem direção preferencial norte-sul desde a costa até a altura dos meridianos 43° a sul e 44°, mais a norte. Nesta posição ocorre uma geofratura importante do craton, e a tendência das isogâmicas para oeste se apresenta mais movimentada, tornando-se localmente leste-oeste. Elas

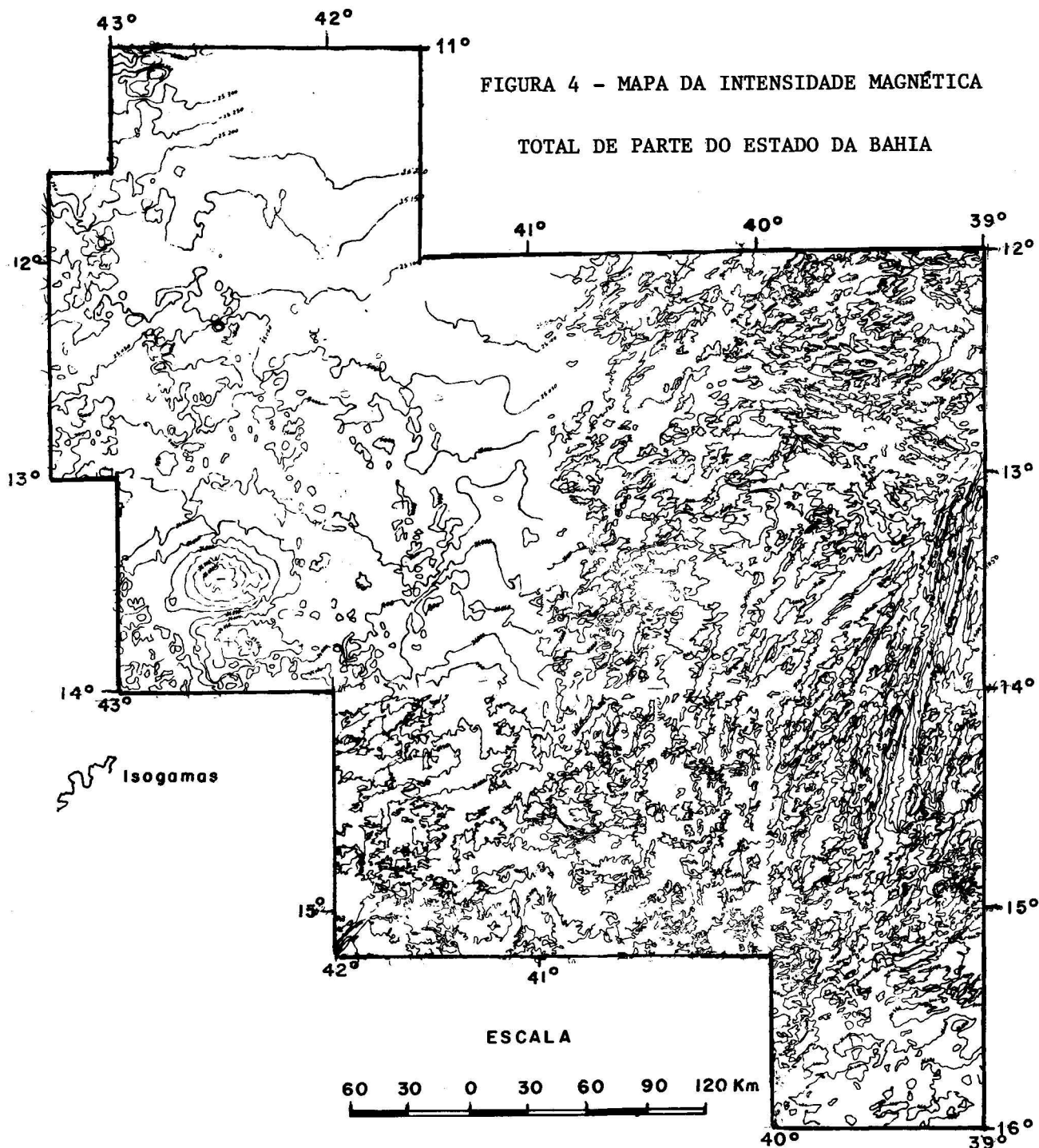


FIGURA 4 - MAPA DA INTENSIDADE MAGNÉTICA

TOTAL DE PARTE DO ESTADO DA BAHIA

Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

têm invariavelmente esta direção nas faixas dobradas. O gradiente das isogáticas é relativamente suave, com exceções, caindo cerca de -50 mgal em 220 quilômetros, com uma média de caimento de 1 mgal a cada 4 km no sentido de leste para oeste até o meridiano de 42° . Após a anomalia existente no centro do estado, a oeste do meridiano 43° , o gradiente em geral é mais suave e, ao contrário da parte oriental, a diminuição de valores é de sul para norte, alcançando o valor de -110 mgal na região de Ibipetuba ($11^\circ\text{S}/44^\circ 30'\text{W}$).

Finalmente devem ser salientadas as discontinuidades ou quebras, ou ainda, as mudanças de direção das isogáticas que tendo persistência em determinadas direções assinalam as falhas ou fraturas, ou ainda, "contratos" entre partes do craton com marcante diferença de densidade.

Utilizando estes critérios de valores absolutos e direção das isogáticas, a variação do gradiente destas mesmas curvas que vem a ser o "regional" e as inflexões do seu traçado, dividiu-se o mapa em cinco províncias ou domínios tectônicos-gravimétricos.

ANAIIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

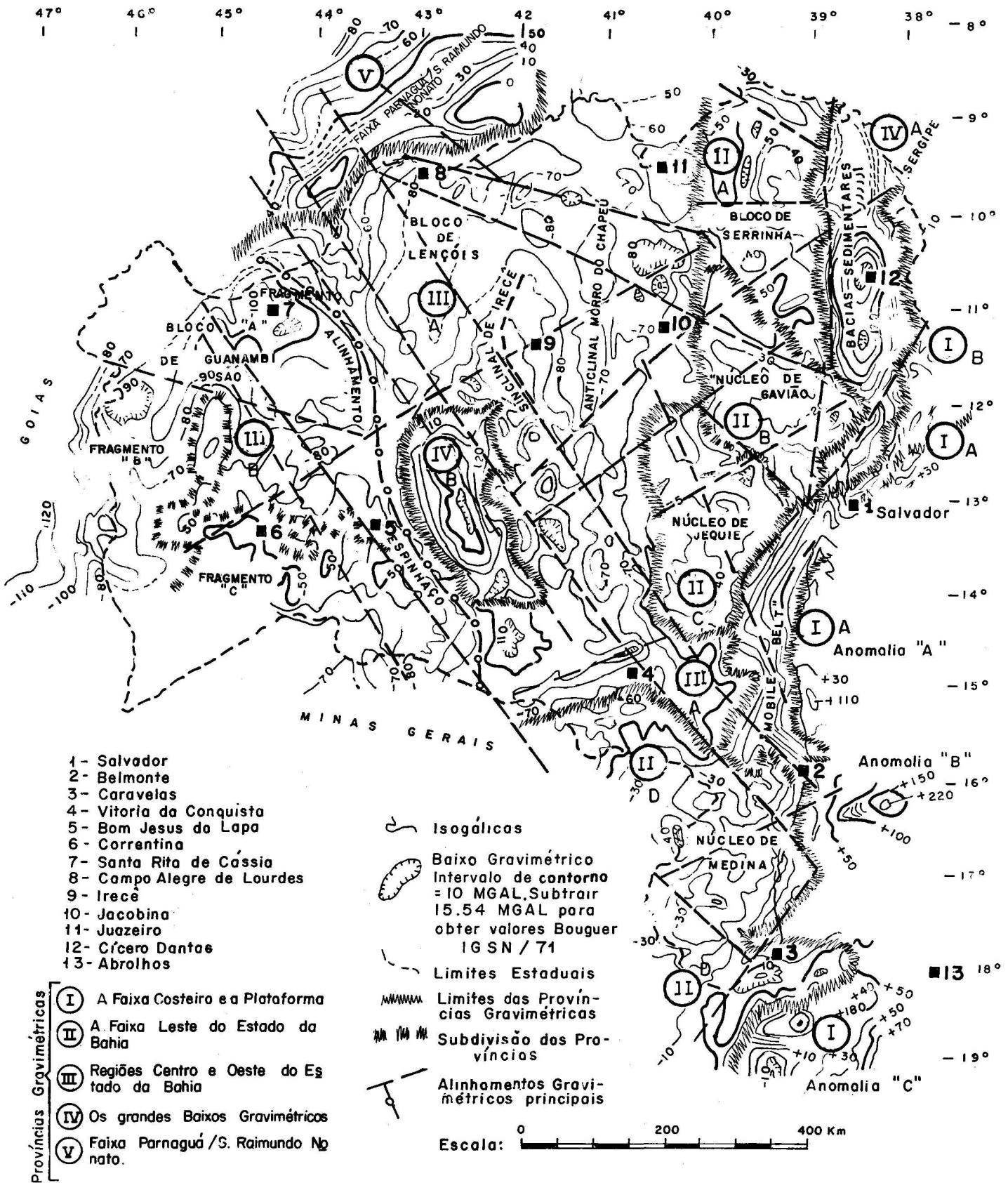


FIGURA 5 - MAPA BOUGUER DO ESTADO DA BAHIA E O ESBOÇO GRAVIMÉTRICO TECTÔNICO

Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

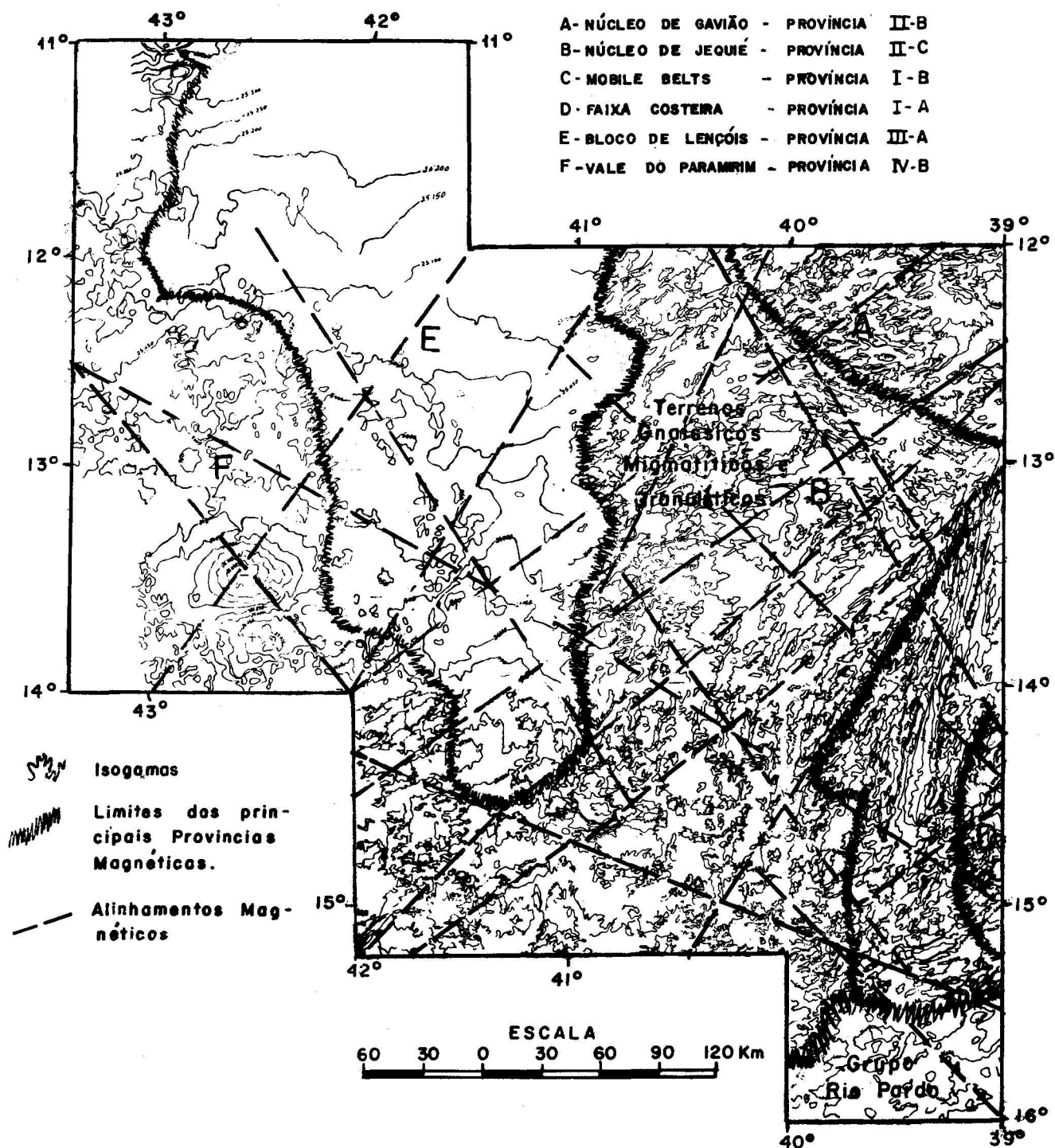


FIGURA 6 - MAPA DA INTENSIDADE MAGNÉTICA TOTAL DE PARTE DO ESTADO DA BAHIA COMPARAÇÃO COM AS PROVÍNCIAS GRAVIMÉTRICAS

Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

Esboço dos Domínios ou Províncias Gravimétricas

O mapa Bouguer analisado como descrito acima, foi também correlacionado com os dados aeromagnéticos e geológicos, após o que esboçou-se a divisão da área como mostrada na figura 5, em cinco províncias ou domínios gravimétricos

de caráter regional. As considerações que seguem sobre cada uma destas províncias geofísicas, foi feita procurando-se correlacionar aos elementos tectônicos já definidos anteriormente por outros autores, utilizando-se a nomenclatura proposta por Mascarenhas (1979).

Primeira Província – A Faixa Costeira e a Plataforma

A primeira província corresponde à faixa costeira dos Estados da Bahia e Sergipe e à plataforma continental mapeada gravimetricamente destes dois estados. Os valores Bouguer são sempre elevados e variam desde -30 mgal até +220 mgal na latitude de 16°00'S, um pouco a sul de Belmonte. Valores desta ordem correspondem na literatura a regiões plataformais e é tal a sua frequência que foi possível estabelecer o modelo teórico do comportamento gravimétrico nestes locais, a partir dos resultados encontrados em plataformas de todo o mundo e confirmados com dados de sondagem e sísmica.

O modelo é citado por Petter Dehlinger (1978).

A figura 7 mostra faixas correspondentes à primeira província e relativa à passagem de crosta continental para oceânica. A gravimetria da parte submersa foi compilada dos levantamentos da Petrobrás e abrange uma faixa com largura da ordem de 20/40 km em direção ao oceano. Esta variação na largura dependeu da cota batimétrica, e em alguns locais ela pode se estender bem mais, como ocorreu nas proximidades de Belmonte onde ela chega a ter 120 km, e mais ao sul próximo a Caravelas com cerca de 200 km, locais em que a lâmina d'água de 200 metros de profundidade se alarga oceano adentro.

Na plataforma continental merecem destaque três grandes anomalias, pelos seus valores absolutos e formas. Elas estão assinaladas na figura 7. Estas anomalias ocorrem à altura de Ilhéus com valores que alcançam +100 mgal (A); a sul de Belmonte onde os valores chegam a +220 mgal e se constitui na mais expressiva de todas (B), e uma terceira com o centro aproximadamente na latitude de 18° 30'S e longitude de 39°00'WGr quando os valores Bouguer são da ordem de +80 mgal (C).

Foi feito um estudo comparativo destas anomalias com os levantamentos magnetométricos efetuados pelo Projeto Remac (1977) na plataforma.

Ao comentar as anomalias magnéticas desta região dos Abrolhos, Fainsteint et alii (1977), chamam à atenção para a área anômala "C" que separa dois altos gravimétricos do Planalto dos Abrolhos, e questionam uma origem ígnea para a anomalia. Propõem ser a anomalia devida a um alto estrutural do embasamento sobre o qual se depositaram os sedimentos, ou como alternativas, propõem ser a anomalia devida a falhamentos ou intrusão pós-deposicional.

Para as demais anomalias magnéticas da região afirmam serem elas sem dúvida de origem ígnea e referem-se à geometria e ao alinhamento dos "trends" magnéticos como indicativos de um controle estrutural das anomalias. Referem-se ainda ao fato de que dados sísmicos da Petrobrás não sugerem intrusões básicas como fato comum na área.

Os resultados dos levantamentos gravimétricos entretanto sugerem que pelo menos as anomalias "A", "B" e "C", esta última a sudeste de Abrolhos, são devidas a intrusões básicas ou ultrabásicas, única maneira de justificar anomalias relativas ou residuais da ordem de +50, +120 e +60 mgal respectivamente. Por outro lado o controle estrutural das anomalias é reforçado pela gravimetria cuja interpretação aponta importantes geofaturas que bordejam as anomalias e que tem continuidade no continente. Finalmente as formas das anomalias gravimétricas (elipse com as curvas se fechando), sugerem tratar-se de chaminés vulcânicas.

Tais constatações carecem de confirmação e maiores estudos, pois são conhecidas as dificuldades de interpretação

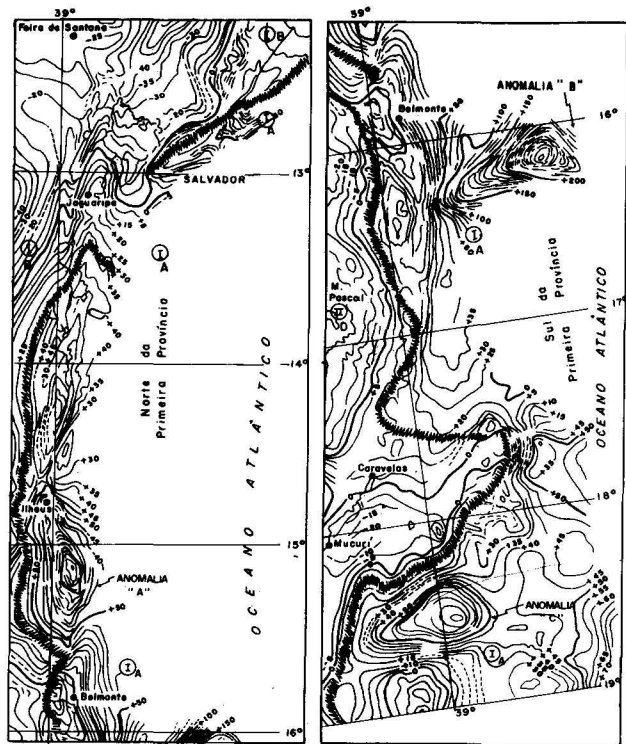


Fig 7 A - Entre 12° 30' S e 16° 00' S

Fig 7 B - Entre 16° 00' S e 19° 00' S

----- Limite entre as sub-provincias
 ESCALA
 20 0 20 40 60 80 100km

FIGURA 7 - PRIMEIRA PROVÍNCIA - SUB-PROVÍNCIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL.

Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

gravimétrica nas regiões de passagem do continente para a plataforma, geralmente caracterizada por forte gradiente gravimétrico que dificulta o entendimento do campo regional como é o caso da área em apreço.

Acrescenta-se a esta dificuldade, a existência de uma faixa caracterizada gravimetricamente por um forte gradiente e que apresenta uma linearidade persistente, características que sugeriram considerá-la como uma subprovíncia, denominada I-B, figura 8, e diferenciada da plataforma continental que foi denominada I-A. A subprovíncia I-B, é bem característica entre os paralelos 13° e 16°S, pela sua linearidade e segue para norte com direção aproximadamente norte-sul até a latitude de 14°S quando se desvia para o nordeste. Após a latitude de 13°S, ver figura 5, a sua característica gravimétrica peculiar fica prejudicada, principalmente nas áreas atualmente cobertas pelos sedimentos cretáceos da bacia do Recôncavo, entre Jaguararipe e Alagoinhas. O efeito gravimétrico dos sedimentos deforma as curvas Bouguer, não permitindo distinguir a continuidade desta subprovíncia na direção nordeste.

Geologicamente esta subprovíncia I-B, corresponde ao ramo nordeste do Cinturão Móvel costeiro de Pedreira et alii, 1976, e Mascarenhas, 1976, considerado no sentido de Anhausser, 1969.

Como pode ser observado nas figuras 5 e 8, o ramo nordeste do Cinturão Móvel, sugerido por Pedreira et alii (op. cit.) não aparece com características gravimétricas semelhantes ao anterior. Percebe-se entretanto no mapa Bouguer, figura 8, ao norte da latitude de 13° S, um gradiente ainda acentuado, de direção noroeste, com valores que caem de -30 mgal para -50/-60 mgal, e que bordejam o limite

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

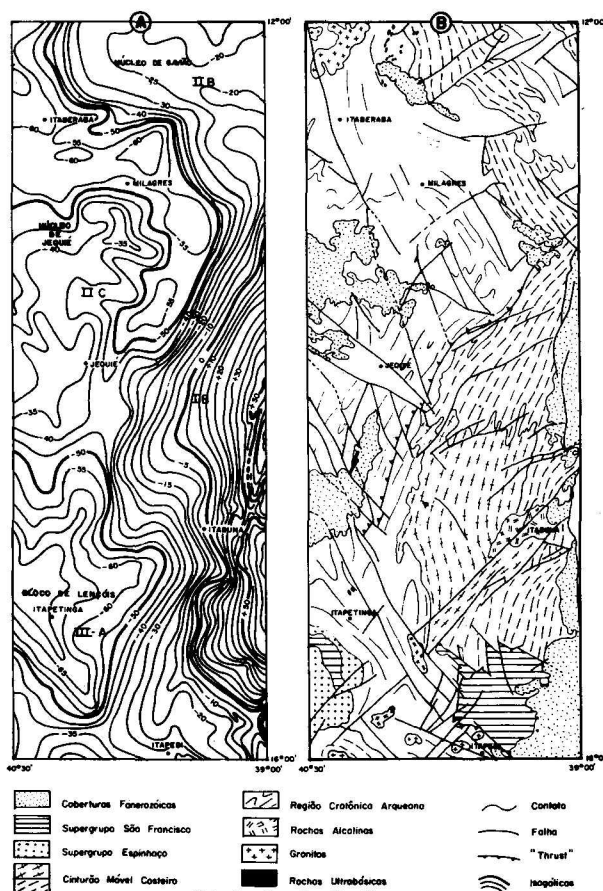


FIGURA 8 - PRIMEIRA PROVÍNCIA - DESTAQUE BOUGUER E GEOLÓGICO DO RAMO NORDESTE DO "MOBILE BELT"

oeste do núcleo de Gavião. Esta faixa gravimétrica embora possa representar um importante evento geológico, é relativamente estreita quando comparada com a faixa que foi denominada I-B, além dos valores absolutos do Bouguer diferirem entre as mesmas.

Também o mapa aeromagnético de parte do Estado da Bahia, preparado para as comparações com a gravimetria, figura 6, mostra diferenças de comportamento e padrão magnético entre a faixa denominada I-B da primeira província e o núcleo de Gavião. É bem visível na figura 6 os alinhamentos magnéticos de direção quase NS, que aparecem entre as latitudes de 13° e 15°S. No núcleo de Gavião os alinhamentos tornam-se N 70/80 W.

Segunda Província – A Faixa Leste do Estado da Bahia

A segunda província, figuras 9 e 10, compreende uma faixa limitada a leste pela primeira e quarta províncias e a oeste pela terceira província. Ela é interrompida em direção ao sul, à altura da latitude de 14°30'S, reaparecendo ao sul da latitude de 15°S, através o núcleo de Medina. Para norte seus limites não estão definidos.

Os valores Bouguer variam desde positivos, como ocorre no extremo sul da Bahia, até valores negativos de ordem de -70 mgal, registrados nas proximidades do bloco de Lençóis, embora estes últimos valores não sejam representativos desta província gravimétrica. São comuns a todas as subprovíncias que compõem a faixa leste da Bahia, as seguintes características gravimétricas:

1º) Os valores absolutos Bouguer são relativamente altos,

oscilando na maior parte das áreas entre -40 mgal até -15/-20 mgal, valores estes que se fecham, constituindo anomalias gravimétricas, de forma oval, circular ou elíptica, bem caracterizadas nos Núcleos de Jequié e Gavião e no bloco de Serrinha. No núcleo de Medina, o comportamento é similar, exceto que aparecem diversos altos gravimétricos, e também baixos, em vez de um só alto como nos outros.

2º) Os valores absolutos Bouguer elevados, indicam uma profundidade da interface crosta/manto, relativamente pequena, quando comparada com outras regiões a oeste do Estado da Bahia, fato este coerente com o desenvolvimento dos granitos que predominam nos núcleos de Jequié e Gavião-Riachão do Jacuípe-Ipacatá, este último definido por Seixas et alii (1975) e que correspondem às subprovíncias II-B e II-C. Fenômenos geológicos característicos destas pequenas espessuras de crosta sílica, podem ocorrer nas demais subprovíncias da faixa leste do Estado da Bahia.

A subprovíncia II-A, figura 10, coincide geologicamente com o denominado bloco de Serrinha (Bruni et alii, 1976). Um alinhamento gravimétrico que ocorre ao sul da latitude de 10°S e que tem a direção quase este-oeste interrompe os eixos das anomalias de altos sugerindo a subdivisão do bloco de Serrinha em dois fragmentos tectônicos, denominados A e B.

No fragmento A, destacam-se o alto gravimétrico do Curaçá, denominado anticlinório do rio Curaçá por Souza e Delgado (1975), e o alto de Uauá. No fragmento B destaca-se o alto de Monte Santo, estudado por Mascarenhas (1975).

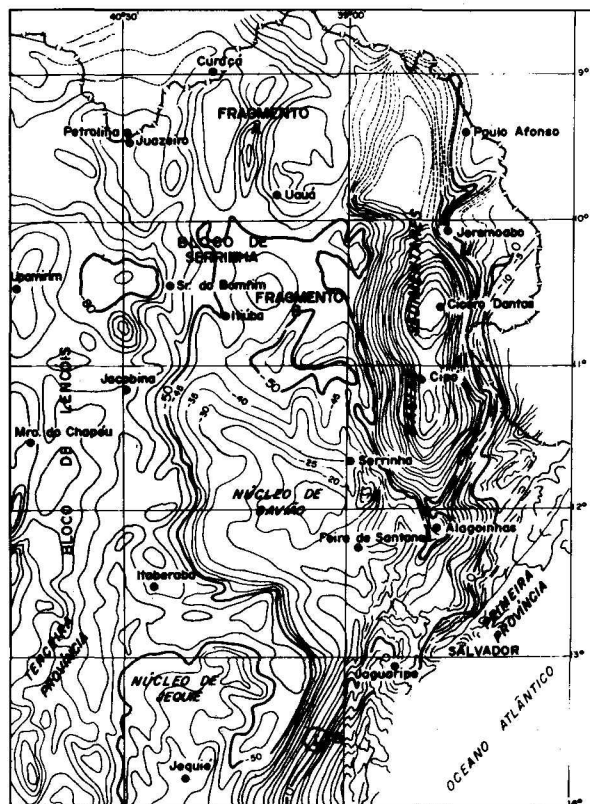


FIGURA 9 - PRIMEIRA E SEGUNDA PROVÍNCIAS (Área Norte)

ESCALA 0 100km

Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia Relatório Final

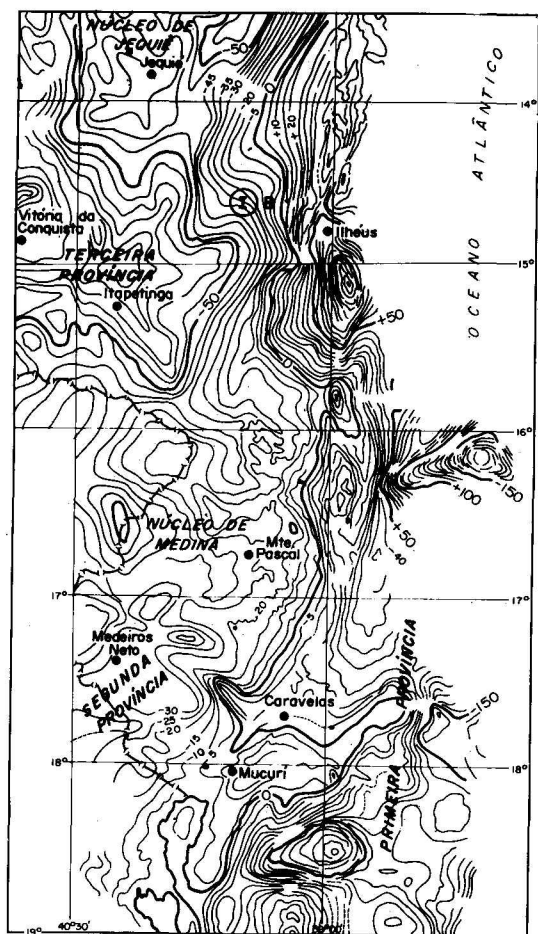


FIGURA 10 - PRIMEIRA E SEGUNDA PROVÍNCIAS (Área Sul)

ESCALA 0 Km 60 100 Km
 Fonte: DNPM/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia - Relatório Final

Existe uma correspondência entre as estruturas dômicas descrita pelos autores e a forma dos altos Bouguer encontradas nestas três regiões. É fato também conhecido da geologia a existência nestas áreas de uma grande quantidade de rochas básicas/ultrabásicas e portanto de uma grande densidade. Desta maneira é permitido atribuir-se aos efeitos combinados dos fatores estruturais e litológicos, os altos valores Bouguer e as formas das anomalias aí existentes.

Para a região cuprífera do Rio Curaçá, melhor conhecida geologicamente esta correspondência é facilmente aceita. Para a região de Uauá o registro geológico da superfície mostra também uma enorme quantidade de rochas básicas/ultrabásicas. A região de Monte Santo entretanto, por diversas razões, não é facilmente entendida. O maior problema desta área é que ela é influenciada pelos efeitos de massa do granodiorito de Cansanção, ao sul, e da Serra de Itiúba, ao norte/noroeste. Entretanto, durante os debates havidos em torno do significado geológico de alto gravimétrico de Monte Santo, o geofísico Florisvaldo Sena, da Docegeo, empresa que desenvolve trabalhos na região e estudos especiais de *greenstones belts*, chamou a atenção para o padrão magnético apresentado pelas curvas nas folhas Serrinha e Senhor do Bonfim, na escala 1:250.000 resultantes do Projeto Aerogeofísico Serra de Itiúba e que mostra semelhanças com padrões identificados de *greenstones belts* em outros países. Normalmente

elas se apresentam com uma feição geral elipsóide ou ovalada, tendo um baixo relevo magnético no interior da figura formada e que corresponde às porções félsicas e máficas, em contraste com um alto relevo magnético que borda o elipsóide e que corresponde à seqüência básica/ultrabásica dos *greenstones belts*. Este padrão magnético é identificado com perfeição na área em apreço.

Deve ser assim enfatizado que a partir dos dados de gravimetria e magnetometria reforçado por opinião de outros geólogos da Docegeo, existem evidências da existência da seqüência basal do *greenstone belt* de Serrinha, na área entre Cansanção, ao sul, e Novo Horizonte e Pedra Vermelha, a nordeste e norte.

A subprovíncia II-B, figura 9, corresponde ao núcleo de Gavião, denominação simplificada do cognominado núcleo de Gavião-Riachão do Jacuípe-Ipacatã por Seixas et alii (op. cit.).

Os valores Bouguer são mais elevados que nas subprovíncias vizinhas do norte e do sul, e as curvas se fecham em um alto, de forma aproximadamente elíptica, com o eixo maior de direção noroeste. A parte mais alta desta subprovíncia ocorre na linha da latitude de 12°S, nas proximidades de Tanquinho. O limite oeste do núcleo de Gavião é marcado por um gradiente relativamente acentuado.

A subprovíncia II-C, figuras 9 e 10, corresponde ao núcleo de Jequié anteriormente denominado bloco de Jequié (Pedreira et alii, op. cit.) em parte coincidente com o núcleo de Mutuípe (Cordani, 1977) e formado por charnoquitos e metatexitos. Os valores Bouguer oscilam desde -35 mgal, curva que forma um alto em volta da cidade de Jequié, até valores da ordem de -65 mgal, que compõem um baixo relativo ao norte da cidade de Itaberaba.

A subprovíncia II-D, figura 10, corresponde ao núcleo de Medina que engloba o denominado "protocraton de Medina" (Pedreira et alii, op. cit.), a faixa de dobramentos Araçuaí e a província Kinzigítica. Os valores Bouguer são altos, oscilando desde zero até -40/-50 mgal. As curvas Bouguer se fecham tanto em anomalias de altos como de baixos. Um dos baixos mais expressivos corresponde ao granito da região de Buranhém e Monte Azul.

O limite desta subprovíncia se faz com a primeira província. Este limite é caracterizado por acentuado gradiente Bouguer, expressivo de regiões de transição de crosta do tipo continental para tipo oceânica.

Não existe indicação gravimétrica visível da continuidade da faixa definida como subprovíncia I-B, figuras 5 e 9, geologicamente correlacionada aos *Mobile Belts*, dentro do núcleo de Medina. O sistema de alinhamentos gravimétricos existentes neste núcleo tectônico e que sugere tratar-se de geofraturas, pode ter deslocado para leste, para baixo do Oceano Atlântico, a porção sul da subprovíncia I-B, ao sul da latitude de 16°S, se ela existiu com as mesmas características gravimétricas típicas que marcam a linearidade e gradiente da subprovíncia I-B.

O limite noroeste da subprovíncia II-D, é marcado por um gradiente acentuado, apresentando as curvas Bouguer variações bruscas de valores absolutos que passam de -40/-50 mgal nas imediações de Itambé, para valores de -80/-90 mgal na região de Itapetinga e Vitória da Conquista, cidades estas localizadas na terceira província gravimétrica. Este limite corresponde geologicamente à faixa de dobramentos Araçuaí.

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

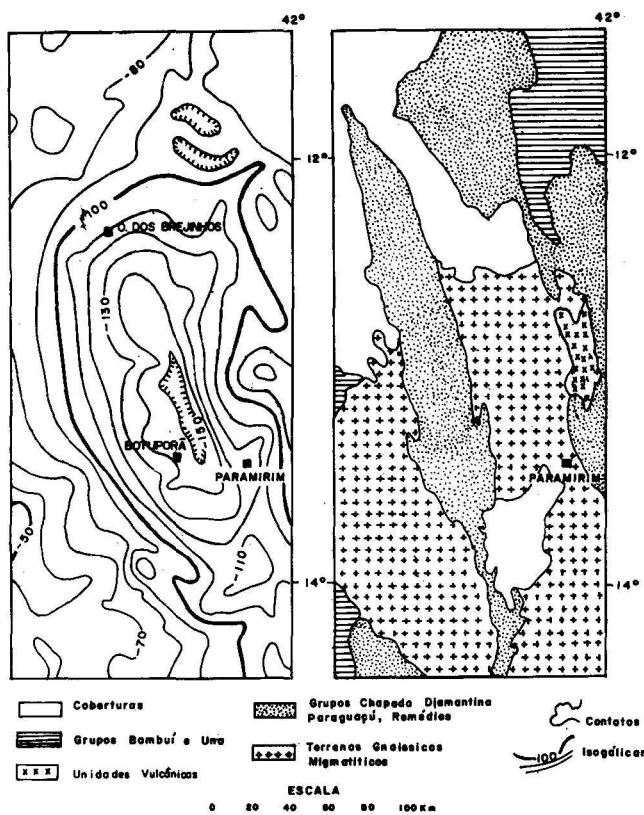


FIGURA 11 – QUARTA PROVÍNCIA. VALE DO PARAMIRIM. FEIÇÃO GRAVIMÉTRICA E ESBOÇO GEOLÓGICO.

Fonte: DNP/CPRM – Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

Terceira Província – Regiões Centro e Oeste do Estado da Bahia

Esta província ocupa a maior área do Estado da Bahia conforme mostra a figura 5. Uma importante geofratura, que acompanha aproximadamente a Serra do Espinhaço separa dois blocos tectônicos, e é responsável pela divisão desta província em duas partes que embora apresentem características gravimétricas gerais semelhantes, portam certas particularidades que sugerem duas subprovíncias.

A parte mais ocidental do Estado que constitui a primeira subprovíncia apresenta valores Bouguer que decrescem de leste para oeste de $-65/-70$ mgal até $-100/-110$ mgal. As isogálicas são predominantemente norte-sul, com exceção das áreas marginais, a norte e sul, que mostram direção geral este-oeste. Os principais sistemas de geofraturas são NNW e SSE. Esta subprovíncia coincide com o denominado Bloco de Lençóis (Pedreira et alii, op. cit.).

A segunda subprovíncia mostra irregularidades quanto ao alinhamento das isogálicas que variam em todas as direções e os valores absolutos decrescem de norte para sul ao invés de o fazerem de leste para oeste. Duas geofraturas importantes ocorrem nesta subprovíncia separando três fragmentos tectônicos, aqui denominados A, B e C cujos valores médios Bouguer são da ordem de -105 , -75 e -50 mgal respectivamente. O bloco que inclui esta subprovíncia foi aqui denominado “Bloco de Guanambi”, em analogia ao Complexo de Guanambi (Costa et alii, 1976).

Geologicamente a área da terceira província é a que apresenta a maior variação, abrangendo desde exposições do embasamento gnáissico-migmatítico, predominantemente arquea-

no, até extensas áreas cobertas por material detrítico-laterítico do Cenozóico. Esta província engloba também as seqüências do Supergrupo Espinhaço, na Bahia, e o Supergrupo São Francisco, e nela ocorrem os complexos vulcânico-sedimentares de Brumado, Contendas-Mirante, Urandi e o Grupo Jacobina.

Os valores gravimétricos mais baixos, da ordem de -110 mgal existentes nesta província estão situados entre Abaíra e Jussiape, em uma exposição do embasamento e a sudeste de Santa Rita de Cássia sob a cobertura cenozóica.

Quarta Província – Grandes Baixos Gravimétricos

Quando se examina o mapa Bouguer do Estado da Bahia, figura 5, ressalta à vista duas anomalias negativas, de valores da ordem de -150 mgal, uma no extremo nordeste, subprovíncia IV-A e outra na porção centro-sul, subprovíncia IV-B. Localizadas em diferentes regiões do Estado da Bahia, elas foram denominadas de grandes baixos gravimétricos, fugindo ao critério da denominação geofísica associada à localização, adotada para as demais províncias.

A primeira subprovíncia IV-A corresponde às bacias sedimentares do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Os valores Bouguer na maioria foram compilados dos mapas originais da Petrobrás e foram calculados para uma densidade de 1.80 g/cm³. Os demais parâmetros foram os mesmos utilizados pelo Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia. Observando-se o comportamento destas bacias percebe-se que os valores Bouguer negativos crescem para norte, estando a maior amplitude nas imediações de Cícero Dantas. Fortes gradientes Bouguer assinalam os limites dos sedimentos através de falhas de gravidade, tanto a leste quanto a oeste.

Esta subprovíncia tem sido motivo de trabalhos exaustivos e detalhados por parte da Petrobrás, razão porque sugere-se consulta às publicações existentes para um maior entendimento destas bacias.

Vale salientar que a proximidade da faixa de forte gradiente, denominada de I-B, que ocorre sob os sedimentos de bacia do Recôncavo (figura 5), atua no campo gravitacional alterando e deformando as curvas Bouguer, dificultando a correlação com as bacias de Tucano e Jatobá no que se refere às espessuras de sedimentos.

A segunda subprovíncia, IV-B, é uma anomalia negativa, elíptica, estando o eixo maior orientado N 30/45W, com isogálicas que se fecham em torno do valor Bouguer de -150 mgal e que apresenta um forte gradiente nos flancos oriental e ocidental. Está localizada no centro geográfico do Estado da Bahia, como mostra a figura 11. Esta província está limitada por geofraturas significativas, por todos os lados.

Devido a sua importância para qualquer estudo sobre a tectônica do Cráton sugere-se considerar esta anomalia gravimétrica como um domínio particular. Acrescenta-se a este argumento a existência de uma significativa anomalia magnética que abrange quase um grau quadrado entre $13^{\circ}/14^{\circ}$ S e 42° WGr na porção sul desta quarta província. Esta anomalia magnética que é mostrada nas figuras 12 e 6, é aqui denominada Corpo de Botuporã e evidentemente tem relação com a feição do baixo gravimétrico.

A figura 13 mostra um perfil gravimétrico perpendicular às isogálicas desta província, segundo a direção geral NW-SE, passando por Bom Jesus da Lapa e também por um ponto a cerca de 15 km ao sul de Boninal. A mesma figura mostra o perfil aeromagnético, na mesma direção, deslocado cerca de 33 km para sul cortando o Corpo de Botuporã.

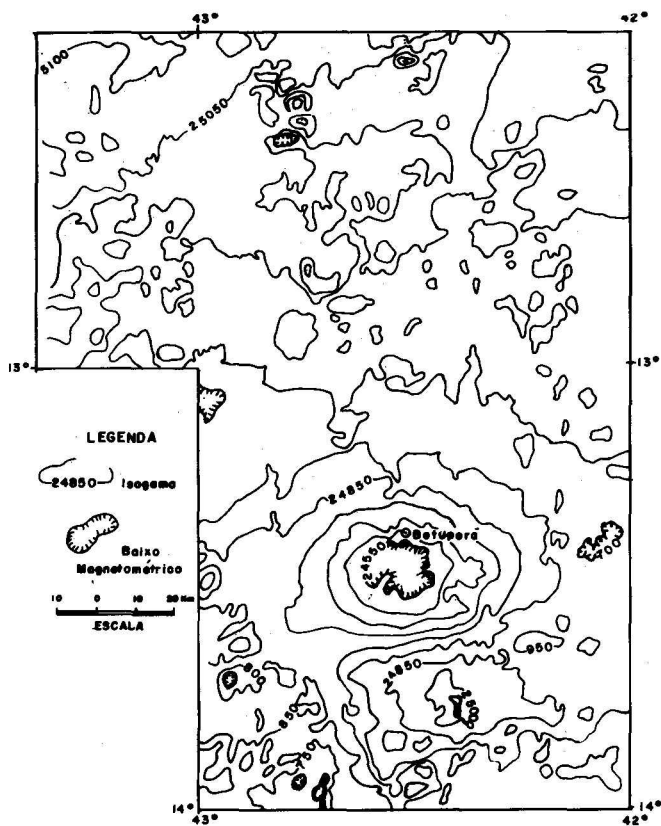


FIGURA 12 - MAPA AEROMAGNETOMÉTRICO PRELIMINAR DO VALE DO PARAMIRIM MOSTRANDO O CORPO DE BOTUPARÁ
Fonte: DNPH/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

O atual estágio de conhecimento geológico da área e a natural limitação dos métodos indiretos de prospecção, ainda não permitem uma explicação definitiva para a anomalia em apreço. Considerando a existência de intrusivas ácidas e intermediárias em ambos os bordos da Serra do Espinhaço e áreas contíguas, cujos exemplos de afloramentos de grande porte são os granitos de Paramirim e de Boquira e considerando-se também a natureza negativa da anomalia gravimétrica, indicando a deficiência de massa na subsuperfície, é permitido supor a presença de intrusões graníticas na região, como uma primeira hipótese para explicar a anomalia, granitos estes que seriam responsáveis, pelo menos em parte, pelo baixo gravimétrico. A anomalia magnética de Botuporã pode corresponder a um corpo intrusivo granítico contendo uma maior concentração de minerais magnéticos.

Ao estudar os granitos, gnaisses e rochas de composição intermediária no Vale do rio Curaçá, Motta (1974) registra medições de susceptibilidade magnética de 20 amostras que apresentam valores mínimos de 33×10^{-6} unidades CGS e máximos de 530×10^{-6} unidades CGS. Esta variação de susceptibilidade magnética pode ocorrer também com rochas félsicas do Vale do Paramirim, se elas existirem em subsuperfície, justificando o comportamento magnético ao sul diferente do comportamento ao norte, como mostrado na figura 12.

Do ponto de vista da gravimetria esta hipótese não deve ser afastada. O granito de Campo Formoso, um corpo que bordejia a Serra de Jacobina, provoca um baixo gravimétrico de cerca de -20 mgal que representa em valores absolutos um terço da anomalia do Vale do Paramirim. Os granitos e gnaisses da região do Curaçá, a noroeste de Campo

Formoso, cujas densidades foram estudadas por Motta (1974, op. cit.), apresentaram para 64 amostras de testemunho de sondagem, valores mínimos de densidade de 2.27 g/cm^3 e máximos de 2.67 g/cm^3 , ficando o valor médio em 2.518 g/cm^3

Considerando-se que a densidade Bouguer adotada nos levantamentos do Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia foi de 2.60 g/cm^3 , e admitindo para as intrusões graníticas do Vale do Paramirim densidades da ordem de 2.30 g/cm^3 a 2.40 g/cm^3 , teríamos um contraste de 0.30 g/cm^3 ou 0.20 g/cm^3 , valores bastantes significativos e capazes de justificar, pelo menos parcialmente o baixo gravimétrico.

Outra hipótese para justificar a anomalia gravimétrica é a natureza da geofratura do alinhamento Espinhaço. Provavelmente trata-se de uma ou mais fraturas do Craton do São Francisco na zona de ligação de dois blocos, que atingiram a interface crosta/manto colocando o bloco oriental mais elevado que o ocidental em pelo menos 2 quilômetros, como mostra a figura 13. Outras evidências desta hipótese são os valores de 36 e 38 km para as profundidades da interface crosta/manto encontradas respectivamente nas médias das folhas Salvador e Brasília. Estas geofraturas poderiam ter formado um "rift" onde se depositou o material da Formação Espinhaço.

Em trabalho executado em Minas Gerais e recentemente publicado (Blitzkow et alii, 1979), foi detectado um baixo gravimétrico no alinhamento Espinhaço e que os autores interpretam como sendo o efeito devido tão somente as variações na profundidade da interface crosta/manto.

Coincidentemente esta anomalia tem eixo NW como a do Vale do Paramirim e ambas têm com certeza origem de grande profundidade, além de estarem relacionadas ao alinhamento Espinhaço.

Como se tratam de anomalias isoladas que não têm continuidade ao longo de toda a geofratura que originou o alinhamento Espinhaço, parece mais justo suspeitar que além do efeito da variação da profundidade crosta/manto, que deveria ser contínuo, existe ainda nestes locais um efeito adicional de deficiência de massa que pode ser causado por uma província granítica. Reforça esta hipótese, além da correspondência de baixos gravimétricos com granitos, referidas anteriormente e encontradas em outras regiões da Bahia, a coincidência de um expressivo baixo da ordem de -120 mgal, ao sul do Vale do Paramirim, nas imediações

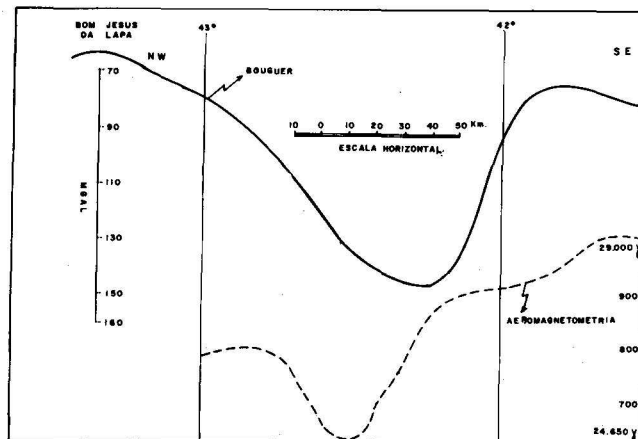


FIGURA 13 - PERFIL GRAVIMÉTRICO E AEROMAGNETOMÉTRICO DO CORPO DE BOTUPARÁ

Fonte: DNPH/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

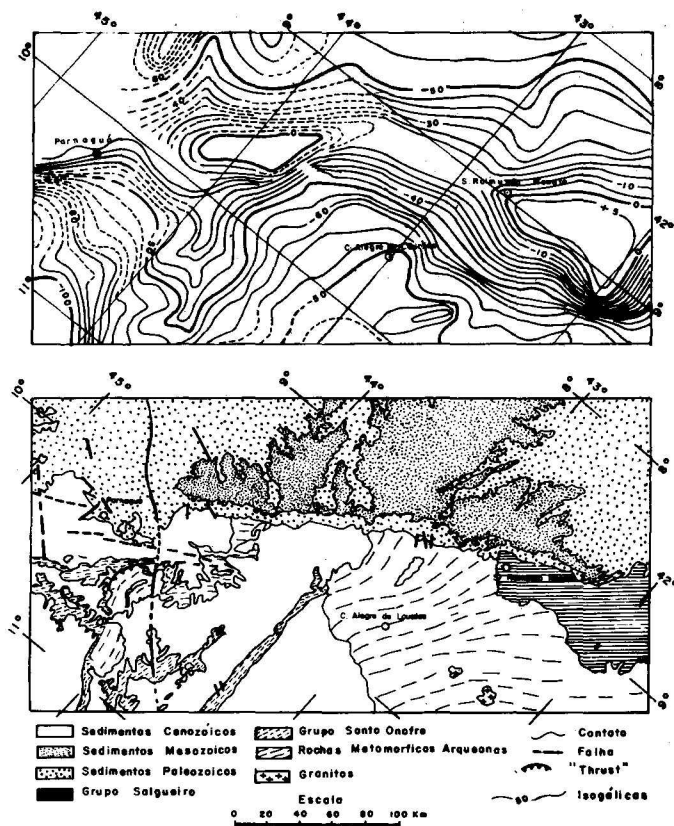


FIGURA 14 – QUINTA PROVÍNCIA: FAIXA PARANAGUÁ/SÃO RAIMUNDO NONATO
COMPARAÇÃO ENTRE A GRAVIMETRIA E A GEOLOGIA
Fonte: DNPM/CPRM – Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

de Maniaçu e que corresponde perfeitamente ao plutonismo félsico constante do mapa geológico da Bahia.

Outra justificativa para a hipótese em questão é a anomalia magnética de Botuporã, referida anteriormente. É possível que não sejam encontradas com facilidade evidências geológicas de superfície, ao longo de todo o Vale do Paramirim, e que comprovem esta hipótese, em face à evidente origem profunda da anomalia gravimétrica e também da anomalia magnética.

Quinta Província – Faixa Parnaguá/São Raimundo Nonato

Esta província se caracteriza por valores Bouguer bastante altos quando comparados com aqueles registrados nos blocos de Guanambi e Lençóis e que variam desde -40/-50 mgal até + 5 mgal. Também a direção das curvas que nesta faixa é quase leste-oeste, justifica a sua separação como uma província distinta. Esta faixa se localiza ao norte da divisa do Estado da Bahia, estando os valores Bouguer mais altos alinhados de Parnaguá em direção a São Raimundo Nonato, no Piauí, figura 14. Esta província apresenta dois núcleos de altos gravimétricos próximos às cidades referidas.

O núcleo alto localizado a nordeste de Parnaguá coincide em superfície com o contato entre as formações sedimentares da Bacia do Maranhão e exposições do pré-cambriano indiferenciado.

O núcleo alto de São Raimundo Nonato coincide exatamente com os afloramentos do Grupo Salgueiro, mapeados a nordeste da cidade.

Existe uma diferença importante entre o comportamento gravimétrico da área de Campo Alegre de Lourdes e o das áreas ao norte. Esta diferença, ver figura 14, se processa

através de um forte gradiente que se inicia a 20 km ao norte de Campo Alegre de Lourdes, marcando o início de importantes fenômenos geológicos relacionados possivelmente a falhas profundas da crosta. Estas falhas têm direção aproximadamente este-oeste entre as longitudes 42° e 43°30' WGr.

A oeste de 43°30'WGr as curvas são perturbadas por um nariz (*nose*), que são altos gravimétricos que se projetam a partir do núcleo alto de Parnaguá e seguem em direção a Ibotirama, quase alcançando o Vale do Paramirim. Os flancos deste nariz gravimétrico, com acentuado gradiente Bouguer, coincidem exatamente com a feição linear em V da Formação Santo Onofre do mapa geológico do Estado da Bahia, das Serras do Boqueirão e do Estreito. O critério utilizado para delimitar os limites desta província foi o de seguir a curva Bouguer de -50 mgal e futuros estudos devem considerar que a estrutura do nariz foi seccionada ao norte da latitude de 11°S, embora o eixo alto se prolongue até Ibotirama, localizado ao sul de 12°S. Este nariz pode ter tido importante significado na deposição de sedimentos nos blocos tectônicos de Lençóis e Guanambi, separando os dois ambientes, e talvez não permitindo a deposição contínua do Grupo Una (= Bambuí).

Os levantamentos não alcançaram as áreas a norte e noroeste de Corrente e Parnaguá, entretanto existem indicações ao sul destas cidades, da continuidade até a longitude de 43°30' WGr da quinta província e dos falhamentos profundos da crosta, já referidos.

Os valores Bouguer altos desta província podem significar uma área de atenuação da crosta sílica que apresenta uma espessura da ordem de 32 km na região. Não deve ser descartada a hipótese destes altos gravimétricos estarem acentuados devido a presença de complexos básicos/ultrabásicos intrusivos ao longo das fraturas e/ou falhas profundas de direção NE e quase E-W, sugeridas pela gravimetria, assinalando os limites do Craton do São Francisco, próximos àqueles anteriormente interpretados por outros autores (Siqueira, 1978, Inda & Barbosa, 1978 e Mascarenhas, 1979).

A comprovação destas idéias ganha importância para a interpretação da metalogenia da região.

ESQUEMA DO COMPORTAMENTO DA CROSTA SIÁLICA

A figura 15 mostra os perfis Bouguer AB, ED e FD e o corte leste-oeste ao longo do paralelo 13°30'S.

Os perfis AB e CD, bem como o corte leste-oeste, mostram o grande baixo gravimétrico do Vale do Paramirim e mostram

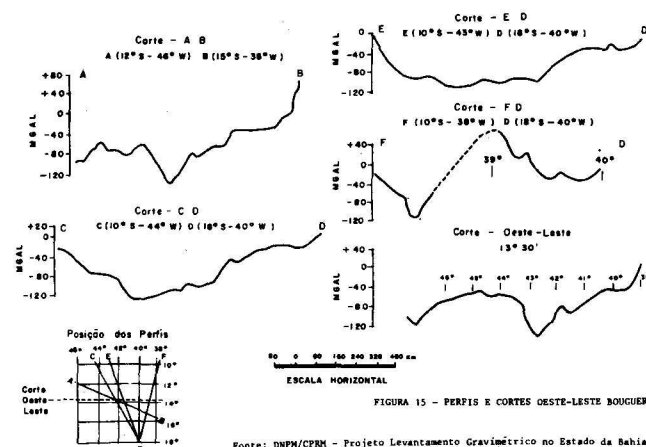
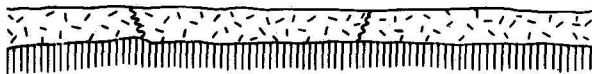


FIGURA 15 – PERFIS E cortes OESTE-LESTE BOUGUER
Fonte: DNPM/CPRM – Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia

A - Configuração Hipotética da Interface Crosta Superior / Crosta Inferior no Proterozóico Superior



B - Configuração Hipotética da Crosta no Albo - Aptiano



C - Configuração Atual da Crosta

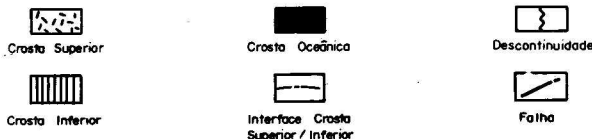
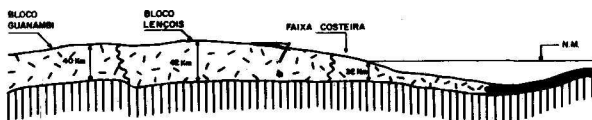


FIGURA 16 - EVOLUÇÃO ESQUEMÁTICA DA CROSTA SIÁLICA. UTILIZANDO AS PROFUNDIDADES CALCULADAS DA INTERFACE CROSTA SUPERIOR / CROSTA INFERIOR

Fonte: DNEP/CPRM - Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia Relatório Final

ainda uma atenuação da crosta sílica para leste, e consequentemente, uma pequena profundidade da camada inferior, onde ocorre a expressiva faixa de granulitos da província gravimétrica, margeando o Oceano Atlântico.

A tendência ao aprofundamento geral no sentido oeste da interface crosta/manto, variando de 32 a 40/43 quilômetros (figura 3) pode ser explicada por uma inversão do regional pré-cambriano, provocado pelo grande geotunor que criou o rifteamento a leste, originando as fossas tectônicas Recôncavo-Tucano-Jatobá e Sergipe-Alagoas no Cretáceo, e que precedeu a abertura do Oceano Atlântico no Turoniano, separando a América do Sul da África.

A seqüência de cortes esquemáticos mostrados na figura 16 feita utilizando o perfil AB e o corte leste-oeste, dá uma idéia de como pode ter ocorrido esta inversão do regional.

O perfil CD em particular, também passando pelo baixo gravimétrico no centro do Estado da Bahia, exibe ainda duas atenuações da crosta superior: uma ao norte de onde ocorre a faixa dobrada Formosa do Rio Preto, e a outra ao sul nos domínios de ocorrências da faixa dobrada Araçuaí-Rio Pardo, indicando deste modo menores profundidades da crosta inferior nas duas extremidades norte e sul.

Estas interpretações baseiam-se apenas em dados de geologia regional e do levantamento gravimétrico, de modo que são ainda muito conjecturais, devendo serem confirmadas no futuro com dados da magnetometria, da sísmica e da própria gravimetria, através trabalhos subseqüentes de inter-

pretação quantitativa integrada com a geologia e a geocronologia.

FEIÇÕES MAGNÉTICAS DO CRATON

As Províncias Gravimétricas e as Feições Magnéticas Regionais

A figura 6 mostra os principais elementos de interpretação qualitativa dos dados aeromagnéticos, de parte do Estado da Bahia. Nela estão assinaladas também as províncias gravimétricas. Em geral, existe coincidência entre a gravimetria e a magnetometria, constituindo uma exceção o deslocamento para oeste do contato entre a segunda e a terceira província.

Uma das feições mais expressivas do mapa magnético é o *Mobile Belt*, que mostra um estrangulamento na latitude de 13°S, mostrado também pela gravimetria (figura 8). Ao sul desta latitude os alinhamentos magnéticos secundários, que podem ser notados na figura 6, apresentam direção NNE acompanhando as estruturas regionais. Ao norte da latitude de 13°S, os alinhamentos magnéticos mudam de direção tomando-se NNW ou este-oeste.

O contato do *Mobile Belt* com os terrenos gnáissicos, migmatíticos e granulíticos do núcleo Jequié, está bem caracterizado pela magnetometria. Percebe-se também na figura 6, diferença marcante entre o padrão magnético do núcleo Jequié e do bloco de Lençóis. O primeiro se caracteriza por um alto relevo magnético enquanto que o bloco de Lençóis apresenta um baixo relevo, alterado pelo efeito das coberturas metassedimentares.

A quarta província gravimétrica, o Vale do Paramirim, também mostra características magnéticas próprias. Além do relevo mais alto com relação à bacia de Lençóis, individualiza uma anomalia em torno de Botuporá, ao sul da província gravimétrica.

Feições Magnéticas do Detalhe

Algumas sub-divisões das províncias são feições magnetométricas individualizadas, quer pelo gradiente e intensidade das isotâmicas, quer pela direção das tendências estruturais quando nitidamente discordantes das direções gerais da província como um todo. Dentre as zonas magnéticas que merecem uma análise mais aprofundada, está nas vizinhanças de Campo Alegre de Lourdes e Remanso, ambas no extremo norte do Estado da Bahia, não mostrada na figura 6. A importância aqui referida tem também sentido econômico desde que as feições magnetométricas da mina de titânio de Campo Alegre de Lourdes, e mais a norte, já no Estado do Piauí, as ocorrências de Kimberlito de Gilbués, são perfeitamente distinguidas das demais feições, principalmente pela diferença entre os valores gama máximos e mínimos, característicos daqueles corpos magnéticos.

Alinhamentos Magnéticos

Coerentes com a geologia, os alinhamentos magnéticos, sugerindo falhamentos, estão na maioria com direções N45°W e N45°E. Na figura 6 só foram colocados os alinhamentos de expressão regional, dos quais grande parte são reconhecíveis em superfície, como mostram os mapas geológicos. Para análises geológicas mais detalhadas devem ser examinados os alinhamentos magnéticos nos mapas 1:100.000 e 1:50.000 gerados pelos projetos aerogeofísicos (tabela I).

O padrão dos alinhamentos existente na área do Projeto Espinhaço Setentrional é sugestivo de um importante cruza-

mento de *deep-faults*, propício em certas situações à concentração de ocorrências minerais. De uma maneira geral, a maior contribuição do mapa de interpretação mostrado na figura 6 é no suporte à preparação de mapas metalogenéticos, previsionais e tectônicos.

Este tipo de contribuição é exemplificado pela confirmação em parte, do modelo geotectônico do *mobile belt* proposto por Pedreira (1975) e confirmado por Figueira et al (1979), com suporte no estudo das falhas magnetométricas.

Feições Magnéticas e Pesquisa Mineral

Uma grande parte das jazidas do Estado da Bahia é de minerais que, por suas paragéneses podem ser reveladas direta ou indiretamente através dos mapas magnetométricos. A prospecção do distrito cuprífero do Curaçá, por exemplo, ainda não está esgotada, e estudos recentes mostraram que o corpo de Carafba, conhecido magnetometricamente por terra (Motta, 1974) se apresenta no aerolevantamento como uma grande anomalia, desde que os noritos, gabros e piroxenitos possuem altas suscetibilidades magnéticas, alcançando valores de 8.000 a 16.000 x 10⁻⁶ unidades CGS, contra valores da ordem de 50 a 1.000 x 10⁻⁶ unidades CGS, dos gnaisses e granitos regionais. Anomalias magnetométricas semelhantes ao corpo de Carafba reveladas pelo Projeto Serra de Itiubá, na faixa prospectável do Curaçá, devem ser estudadas.

As ocorrências de cromo associadas aos serpentinitos, de titânio com minerais magnéticos, de vanádio em rochas magnéticas, de amianto, cujo processo de formação pode se fazer em zonas fraturadas contendo magnetita secundária, das chaminés alcalinas do tipo Araxá, dos Kimberlitos tipo Gilbués, e de inúmeros outros exemplos além do cobre já citado, todos com comprovadas anomalias magnéticas associadas sugerem a elaboração de projetos de pesquisa mineral, suportadas pela interpretação qualitativa e quantitativa das feições magnéticas do craton.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

CONCLUSÕES

O Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia, teve como objetivo básico a elaboração do mapa Bouguer integrado, na escala de 1:1.000.000, tendo para isto preparado inicialmente mapas Bouguer na escala de 1:250.000. Posteriormente com os dados disponíveis de aeromagnetometria e geologia foram procurados elementos novos que permitam esclarecer problemas geológicos pendentes e levantar novos problemas, principalmente aqueles de subsuperfície e estruturais.

Para a confecção do mapa Bouguer foram lançadas 2.084 estações de campo, atingindo a uma densidade de 212,4 km²/estação a leste do São Francisco e 418,0 km²/estação a oeste.

Não foram cobertas as áreas das bacias sedimentares cretáceas, levantadas anteriormente pela Petrobrás.

O mapa Bouguer ao milionésimo mostrou, quando analisado como um todo, duas partes, com características bem distintas. Uma primeira faixa, próxima à costa, com valores Bouguer elevados, geralmente positivos, alcançado em anomalias isoladas até +200 mgal e que foi identificada pelas características gravimétricas como típicas de zona de transição do continente para a plataforma continental, através de comparação com trabalhos idênticos em outros países.

Outra parte, abrangendo a maioria do Estado da Bahia e áreas de outros estados próximos das divisas, apresenta comportamento gravimétrico típico de áreas continentais, onde inexistem grandes cadeias de montanhas e cujos valores Bouguer, oscilam entre -20/-30 mgal até -150 mgal.

Foi possível calcular as profundidades da interface crosta/manto, a partir do mapa Bouguer, tomando os valores médios para cada grau quadrado. A descontinuidade de Mohorovicic calculada, apresenta profundidades de 32 km nas regiões de transição de continente para a plataforma continental. Estas profundidades vão crescendo para oeste, alcançando valores da ordem de 43 km no Vale do Paramirim, onde a gravimetria sugere um ressalto da crosta ao longo da geofratura ao alinhamento Espinhaço. A partir deste marco gravimétrico, em direção ao oeste, a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic, diminui, alcançando cerca de 38 km na altura de Correntina. Continuando em direção ao oeste, as profundidades voltam a aumentar dentro do Estado de Goiás. O Estado da Bahia, foi dividido em cinco províncias ou zonas gravimétricas com subdivisões que refletem grandes porções cratônicas, diferenciadas através características gravimétricas específicas, inclusive as variações de profundidade da descontinuidade de Mohorovicic. Visando uma maior identificação com a geologia, foram as províncias denominadas e identificadas, de acordo com as sugestões de Mascarenhas (1979), em blocos, núcleos e fragmentos cratônicos muitos dos quais coincidem perfeitamente com porções cratônicas definidas anteriormente por geólogos, suportados em dados geológicos, estruturais e geocronológicos (figura 16).

A primeira província (I) corresponde a uma faixa restrita da costa, e engloba a zona de transição do continente para a plataforma continental (I-A), e o ramo nordeste do *Mobile Belt* (I-B). Além da linearidade e forte gradiente gravimétrico que caracteriza o *Mobile Belt*, devem ser ressaltadas nesta província três grandes anomalias de altos Bouguer, submersas no Oceano Atlântico, uma das quais atinge +220 mgal na região dos Abrolhos, interpretadas como de origem vulcânica e de natureza básica/ultrabásica.

A segunda província (II) chamada a "Faixa Leste do Estado da Bahia", é uma faixa quase norte-sul, ao longo da longitude de 42°WGr, com valores Bouguer oscilando desde positivos até -60/-70 mgal, no contato com a terceira província. Esta segunda província, que apresenta características gravimétricas gerais assemelhadas principalmente a relativa pequena espessura da descontinuidade de Mohorovicic, foi subdividida em quatro subprovíncias.

A subprovíncia II-A corresponde ao bloco de Serrinha, ao que parece separado das demais porções cratônicas, por um sistema de falhas, e é gravimetricamente caracterizada por anomalias regionais de valores elevados, destacando-se os altos de Curaçá e Uauá, no fragmento tectônico A, e o alto de Monte Santo, no fragmento tectônico B.

A subprovíncia II-B abrange o núcleo de Gavião-Ipacatã-Riachão do Jacuípe, reconhecido pela geologia, e denominado núcleo por não apresentar falhamentos, facilmente identificados pela gravimetria, na separação com outras porções cratônicas.

A subprovíncia II-C, coincide com o núcleo de Jequié, reconhecido por geólogos e que se caracteriza gravimetricamente por anomalias cujos valores Bouguer da ordem de -35 mgal, se fecham em torno de Jequié, e outros da ordem de -65 mgal, se fecham ao norte de Itaberaba.

A última subprovíncia II-D, engloba o denominado "Protocraton Medina", a faixa de dobramentos Araçuaí e a província kinzigítica do sul da Bahia.

A terceira província (III) é a maior em área, ocupando todo o centro e oeste do Estado da Bahia. Do ponto de vista geológico, corresponde aos denominados blocos de Lençóis e Guanambi, que embora apresentem valores Bouguer absolutos próximos, estão divididos gravimetricamente por um forte gradiente que acompanha o alinhamento Espinhaço. Paralelo a este alinhamento existem valores Bouguer altos, ao norte, em uma anomalia em forma de *nose* (nariz) que atinge Ibotirama, e valores baixos ao sul, desde Ibotirama até a divisa do Estado de Minas Gerais. Estas anomalias reforçam uma ligação destas duas porções cratônicas. Considerando ainda as diferenças dos gradientes gravimétricos e das direções das isogálicas existentes à leste e oeste do alinhamento Espinhaço, sugere-se a divisão desta província em duas subprovíncias gravimétricas. A subprovíncia III-A é o bloco de Lençóis e o bloco de Guanambi é a subprovíncia III-B.

A quarta província (IV) denominada de "grandes baixos gravimétricos", engloba as bacias cretáceas do Recôncavo e Tucano que mostram valores Bouguer da ordem de -150 magl, denominada subprovíncia IV-A. O Vale do Paramirim foi denominado subprovíncia IV-B, e os valores Bouguer são da ordem de grandeza daqueles encontrados nas bacias sedimentares. A anomalia negativa do Vale do Paramirim está sendo interpretado como devida ao efeito de uma grande geofratura envolvendo a interface crosta/manto, efeito este que pode estar agravado pela presença em subsuperfície de uma provável província granítica, ou de outras rochas de pequena densidade.

A quinta província gravimétrica, denominada faixa Parnaguá/São Raimundo Nonato é uma feição anômala de altos gravimétricos que se estendem quase este-oeste, entre as cidades que dão os nomes à faixa. Os valores absolutos Bouguer são elevados, chegando a alcançar $+5$ magl, nas proximidades de Parnaguá e São Raimundo Nonato. Valores desta ordem são interpretados como indicativos de profundidades de interface crosta/manto, na ordem de 32 km, e além disto, pode ocorrer também a presença de rochas básicas/ultrabásicas em grande quantidade.

Interpretações e estudos de caráter semi-regional revelaram a possibilidades da existência de grande quantidade de rochas básicas/ultrabásicas em outros locais do Estado da Bahia, associadas a grandes altos Bouguer, como por exemplos nos altos de Curaçá, Uauá e Monte Santo. Esta última anomalia apresenta em adição, características magnéticas que dão suporte a existência da seqüência litológica da base do *greenstone belt* de Serrinha, confirmando predominância de rochas de grandes densidades, a oeste e a noroeste de Monte Santo.

Os resultados do Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia mostraram também regiões de deficiência de massa, representadas pelos grandes corpos graníticos que foram detetados como grandes baixos ou mínimos gravimétricos. Dentre estes se destacam os granitos de Campo Formoso e o granodiorito de Cansanção (ou Nordestina) ao norte, e o granito de Buranhém, ao sul.

A observação dos valores residuais gravimétricos e a posterior separação rigorosa dos positivos e negativos, resultantes do excesso ou da deficiência das densidades, poderá conduzir a prospectos de grandes resultados práticos, através a descoberta de mineralizações associadas à *suit* de rochas básicas/ul-

trabásicas, no caso das anomalias positivas e da *suit* granítica, no caso das anomalias negativas. Tais estudos terão maior sucesso se os residuais forem extraídos dos mapas Bouguer na escala de $1:250.000$ que acompanham o Relatório final do Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia. Torna-se fundamental, a conjugação dos resultados obtidos pela gravimetria com a geologia, a geoquímica e demais dados existentes, objetivando a elaboração de mapas previsionais e tectônicos.

A interpretação qualitativa e preliminar do mapa magnético ao milionésimo de parte do craton, resultante da compilação de três projetos aerogeofísicos, permitiu a separação das principais províncias ou zonas magnéticas com suas subdivisões. Partindo dos principais alinhamentos magnéticos e tendências estruturais, é sugerido um sistema de falhas e fraturas, compatíveis com a escala, para suporte a futuros trabalhos de tectônica e pesquisa mineral. Feições estruturais circulares foram detetadas nas vizinhanças de Campo Alegre de Lourdes, Gilbués e Caraíba, cujas ocorrências conhecidas respectivamente de titânio, kimberlitos e cobre, coincidem com feições deste tipo. Outra feição elíptica de caráter regional, denominadas de corpo de Botuporã é admitida importante para a geologia do craton, principalmente pela sua provável relação com mineralizações associadas ao sistema de *deep-faults* detetado pela magnetometria.

RECOMENDAÇÕES

A densidade média de $1/estação/220$ km² (a leste de São Francisco), obtida no Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia, se mostrou razoável para as condições brasileiras, tanto técnica-geológica quanto econômica e compatível com a escala ao milionésimo. Tal densidade em países economicamente mais desenvolvidos tem sido utilizada para a escala $1:2.000.000$ e $1:2.500.000$, entretanto aqueles países têm também outras características geológicas e de sistema rodoviário. Tendo respondido positivamente as questões geológicas tectônicas básicas e a algumas sugestões de prospectos de pesquisa mineral, compatíveis com o poder de resolução do método e da escala, respostas estas que serão certamente aprofundadas através interpretações quantitativas futuras, julgamos que a sistemática adotada poderá ser extrapolada para as folhas geológicas Brasília, Rio São Francisco e Aracaju, com mais uma etapa para a obtenção do mapa Bouguer do Brasil ao Milionésimo.

Recomendamos a execução de Projetos aerogeofísicos que fecharão a lacuna existente no sul e sudoeste do Estado da Bahia e que permitiriam a ligação com os Projetos idênticos de Minas Gerais e Goiás.

Julgamos oportuno que este Simpósio recomende ao CNPq e órgãos de planejamento dos governos estaduais e federal o Projeto Interpretação Geológico-Geofísica do Craton, a ser desenvolvido com a participação de universidades brasileiras e da Comissão de Geodinâmica do Brasil, quando todos os dados disponíveis, inclusive aerocintilométricos, serão tratados quantitativamente e integrados com a geologia e a geocronologia. Recomendação idêntica deve ser feita no sentido da execução de estudos sísmicos, inclusive alguns perfis estratégicos, trabalhos de eleorresistividade, além de medições de correntes telúricas e de gradiente geotérmico como meios de obter parâmetros para um aproveitamento integral dos dados gravimétricos e magnetométricos já existentes e para assim esclarecer problemas geológicos tectônicos do

PARTE I – INTEGRAÇÃO REGIONAL

Craton do São Francisco. O retorno dos investimentos se fará através da geração de prospectos e descobertas no campo

da geologia econômica, objetivo final de todos estes trabalhos.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. – O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geocien.*, 7 (4): 349 – 364, 1977.
- BARKER, R. D. – *Absolute Gravity Measurements in the State of Bahia, Brazil*, Salvador, UFBA., 1977. 4f. (Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geofísica).
- BLITZKOW, D.; GASPARINI, P.; SÁ, N. C.; MAUTOVANI, M. S. M. Crustal Structure of Southeastern Minas Gerais, Brazil, Deduced From Gravity Measurements. *Revista Brasileira de Geociências*. 9 (1): 39-43, mar. 1979.
- BRUNI, M. A. L. et alii – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; folha Rio São Francisco (SC.23). Texto explicativo. Brasília, DNPM, 1974. 56p. il.
- BRUNI, M. A. L. et alii – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; folha Brasília (SC. 23). Texto explicativo, Brasília, DNPM, 1976. 162 p. il.
- COLUCCI, A. – *Determinação de Altitude de Pontos Topográficos com Aneroides "Wallace e Tiernam"*. São Paulo, Secretaria da Agricultura/Instituto Geofísico e Geológico, 1962. 8p. il., tab. (Notas prévias nº 4).
- CONSELHO NACIONAL DE PESQUISA. Comissão Brasileira de Geodinâmica. *Projeto Geodinâmica*: Programa Preliminar Brasileiro. Rio de Janeiro, 1972.
- CORDANI, V. G. – Comentários Filosóficos sobre Evolução Geológica Pré-Cambriana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, S.B.G., 1978. p. 33-41.
- CORDANI, V. G. – *Evolução Geológica Precambriana da Faixa Costeira entre Salvador e Vitória*. (Tese de Livre Docência, I.G.U.S.P., 1973) 98p.
- COUTO, P. A. et alii – *Projeto Serra de Jacobina*; Geologia e Prospecção Geoquímica. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1978. v. I. Convênio DNPM/CPRM.
- DAVINO, A. – *Estudo Gravimétrico da Borda do Craton do São Francisco na Região Centro-Oeste de Minas Gerais e Goiás*. Brasil. São Paulo, s.c.p. 1977. 8p. il.
- DEHLINGER, P. – *Marine Gravity*. Amsterdam, Elsevier, 1978. 322p.
- FAINSTEIN, R.; MILLIMAN, J. D.; JOST, H. – Magnetic Character of Brazilian Continental Shelf and Upper Slope. In: PROJETO REMAC. *Coletânea de Trabalhos Técnicos*. 1971 a 1975. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, 1977. (Série Projeto Remac, 1). p. 263-276.
- FIGUEIRA, E. P.; PEDREIRA, A. J.; GONÇALVES, J. C. V. – *Projeto Integração Geológico-Geofísico Itaberaba – Belmonte*. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1979. v. I. Convênio DNPM/CPRM.
- GAMA, L. I. – *Valores da Gravidade no Nordeste e Região Centro Leste do Brasil*. Rio de Janeiro, CNP/Observatório Nacional, 1971 (Publicação do Serviço Gravimétrico, nº 2).
- GHIGNONE, J. I. – Geologia dos Sedimentos Fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v. I. p. 24-113.
- GOMES, R. A. A. D.; MOTTA, A. C. – *Projeto Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia*. Relatório Preliminar. Texto e mapas. Salvador, CPRM, 1978. Convênio DNPM/CPRM.
- GUALDA, J. – *Levantamento Gravimétrico no Nordeste e Região Centro Leste do Brasil*. Rio de Janeiro, CNP/Observatório Nacional, 1971. (Publicação do Serviço Gravimétrico nº 3).
- INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. A. – *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Esc. 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 1978.
- MISI, A. – O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. In INDA, H. A. V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v. I. p. 120-150.
- MASCARENHAS, J. F. et alii – *Geologia na Região Centro Oriental da Bahia*; Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia. Relatório Integrado. Salvador, CPRM, 1976. 2v. il. Mapas. Convênio DNPM/CPRM.
- MASCARENHAS, J. de F. – *Projeto Bahia – Geologia da folha de Senhor do Bonfim*. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1975. v.V. Convênio DNPM/CPRM.
- MASCARENHAS, J. de F. – Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v. II. p. 133-134.
- MOTTA, A. C. – *Die Anwendung von Magnetik and Gravimetrie in der Prospektion auf Kupfererze in der gegend von Curaçá, Provinz Bahia, Brasilian*. (Tese de Doutorado, Leoben, Austria, 1974). Leoben, 1974. 102p. il., tab. mapas.
- MOQUINHO DA COSTA, L. A., et alii – *Projeto Leste do Tocantins – Oeste do Rio São Francisco*. Relatório Final, PROSPEC, 1976. 12v. Convênio DNPM/CPRM.
- PEDREIRA, A. J. et alii – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; folha Salvador (SD.24). Brasília, DNPM, 1976.
- PEDREIRA, A. J. et alii – Inventário e Reavaliação do Conhecimento Geológico da Parte Central do Cráton do São Francisco. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA/NÚCLEO DA BAHIA. *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Agosto 1977. Salvador, SME/CPM, 1978. (Publicação Especial, nº 3). p. 67-136.
- PEDREIRA, A. J. – Possible evidence of a Precambrian Continental Collision in the Rio Pardo Basin of eastern Brazil. *Geology*, 7 (9): 445-448, Sept. 1979.
- PEDREIRA, A. J. – *Projeto Bahia*; Geologia da Chapada Diamantina. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1975. v. I. Convênio DNPM/CPM.
- PEDREIRA, A. J. – *Modelo Geológico para o desenvolvimento do embasamento cristalino no centro leste do Estado da Bahia*, Brasil. Salvador, 1975. Trabalho inédito.
- SAZHINA, N.; GRUSHINSKY, N. – *Gravity Prospecting*. Moscow, Mir, 1971, 491p.
- SILVA Fº, M. A.; BRITO NEVES, B. B. – O Sistema de Dobramento Sergipano no Nordeste da Bahia. In: INDA, H. A. V. Org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v. I. p. 204-216.
- SILVA Fº, M. A.; SIQUEIRA, L. P. – Os Limites Setentrional e do Craton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOLOGIA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, E DE SUAS FAIXAS MARGINAIS. *Resumos*. SBG/Núcleo da Bahia, 1979.
- SIQUEIRA, L. P. – A Evolução Geológica do Pré-Cambriano no Estado da Bahia e as Mineralizações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, 1978. v. VI. p. 2478-2492.
- SIQUEIRA, L. P.; GONÇALVES, J. C. V.; NEVES, J. P. – Geossinclinal do Rio Pardo; Novas Considerações sobre a Geologia da Bacia Metassedimentar do Baixo Rio Pardo, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, 1978. v. I. p. 452-466.
- SOUZA, J. D.; DELGADO, I. M. – *Projeto Cobre-Curaçá*. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1975. v. Ila. Convênio DNPM/CPRM.
- WOOLARD, G. P.; ROSE, J. C. – *International Gravity Measurements*. Wisconsin, S. E. G. 1963. 518p.

PARTE II

EMBASAMENTO DO CRATON

O EMBASAMENTO PRECAMBRIANO NO ESTADO DA BAHIA E SUA GÊNESE

Juracy de Freitas Mascarenhas
CBPM/CPM

The Archean-lower to intermediate Precambrian terrains in the state of Bahia may be distributed in three main kinds: granite-greenstone terrains, mobile belts, and platform covers related to granite-greenstone terrains. The two former divisions encompass extensive amounts of magmatic-sedimentary lithic assemblages which together with gneisses, migmatites and granulites make up the most dominant feature of the regional geology. True and referential Rb/Sr isochrons have indicated that the aforementioned lithic associations seem to correspond to originally Archean rocks remobilized during several cycles. Early granitic intrusions (*sensu lato*) and deformational-metamorphic processes have affected them, thus forming the sialic basement of the crust. The younger mobile belts within or bordering ancient mobile belts seem to have been structurally controlled by the latter, and they represent reworking of the Archean ensialic crust.

INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia acha-se quase inteiramente contido na grande unidade geotectônica denominada por Almeida (1977) Craton do São Francisco, que foi consolidada em tempos pré-brasileiros. Os limites dessa unidade são expressos pelas Faixas de Dobramento Sergipana e Riacho do Pontal, ao norte (Brito Neves, 1975), Rio Preto (Inda e Barbosa, 1978) a noroeste e Araçuaí (Almeida *op. cit.*) ao sul. A oeste o craton extrapola os limites do Estado, sendo limitado pela Faixa Brasília (Almeida, *op. cit.*).

Os elementos que seguem serão emitidos em função dos preceitos e idéias mais atuais sobre a evolução do craton no Estado, e em consonância com muitas das argumentações anteriormente expostas por Mascarenhas em 1979, atualizadas em função de novos conhecimentos mais detalhados para algumas regiões.

OS TERRENOS GRANITO-GREENSTONE

Nestes terrenos associam-se grandes extensões de rochas granito-gnáissico-migmatíticas às quais se interrelacionam tipos litológicos cuja natureza varia de rochas vulcânicas, plutônicas e metassedimentares, de maneira semelhante ao que se observa em várias partes do mundo. Isto é, ocorrem

regionalmente grande quantidade de lentes, camadas, fragmentos e formas variadas (amebóides, estiradas, encurvadas, ovaladas) de restos de rochas ultrabásicas, metabásicas, meta-ambolíticas, metabasíticas, metagabroicas, metacalcossiláticas, metacherts e/ou metaquartzitos, metaortoconglomerados, metarcósios, xistos, formações ferríferas, mármore, etc., demonstrando a existência pretérita de seqüências magmático-sedimentares extensivamente espalhadas por todo embasamento, e não somente em áreas restritas e de pequena extensão, como aqueles comumente representadas pelos greenstone belts e outras seqüências vulcano-sedimentares.

Embora os processos de migmatização-granitização-gnaissificação sejam extensivos nestes terrenos, observa-se que existem marcantes diferenças no grau de sialização de uma região para outra.

Levando-se em consideração os dados geocronológicos conhecidos, admite-se que grande parte dessas rochas são de idade arqueana, geradas e metamorfizadas desde o Arqueano, acerca de 3.000 m.a. até 2.700 m.a. Muitas delas, entretanto, podem ter sido geradas durante o Proterozóico Inferior a Médio, porém as datações absolutas conhecidas ainda não são suficientes para determinarem a existência de um Ciclo

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

Geotectônico anterior ao Transamazônico que pudesse ser representativo de parte dessas seqüências. Por outro lado, o denominado Ciclo Transamazônico, referente ao período 2.300 m.a. e 1.800 m.a., tem demonstrado, generalizadamente, efeitos de granitização-migmatização-metassomatose K, com aquecimento regional e local, mas, ainda são relativamente poucas as evidências conclusivas da sedimentação inicial do Ciclo. Alguns casos particulares possíveis, como o greenstone belt de Serrinha, a associação da serra de Jacobina e o Complexo de Contendas-Mirante, defendidos por autores como Cordani (1973, 1978) e Jardim de Sá et alii (1976), são altamente complexos e permitem várias soluções, como mostrado por Mascarenhas (1979).

A faciologia metamórfica nos terrenos granito-greenstone varia desde anfíbolito alto a xisto verde, muito embora também ocorram localmente, como na região entre Caetitê e Brumado, terrenos de alto grau da fácies granulito.

A partir de inúmeros casos analisados no Estado e de observações bibliográficas, admite-se que a maior parte dos terrenos gnáissicos atualmente representativos do embasamento precambriano evoluiu por processo de gnaissificação de rochas magmáticas isotrópicas, principalmente, e de rochas sedimentares, secundariamente, por deformações tectônicas sucessivas, intrusões graníticas, injeções lit-par-lit, permeação de líquidos quartzo/feldspáticos, processos metassomáticos, e finalmente, recristalização. Os restitos seriam os testemunhos dessas transformações complexas, policíclicas, continuadas.

OS CINTURÕES MÓVEIS

O atualmente denominado Cinturão Móvel Costeiro (Almeida, 1977, Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco, Salvador, Bahia), definido por Mascarenhas (1973) e atualmente designado pelo autor como Cinturão Móvel Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1979), quando considerado em toda sua extensão, do norte da Bahia ao sul do Brasil, constitui um dos mais extensos cinturões onde rochas granulíticas são aflorantes. Embora ainda incompletamente definido quanto a extensão, limites precisos e características geológicas particulares, apresenta, todavia, bastantes elementos de análise geral.

Ele se caracteriza na Bahia por uma associação de rochas granulíticas e charnoquíticas de texturas e estruturas isotrópicas ou gnaissicas, finas médias e grosseiras, além de estruturas migmatíticas. Também gnaisses e migmatitos da fácies anfíbolito ocorrem, como sóe acontecer nos cinturões móveis de modo geral. As deformações são policíclicas, representadas por zonas altamente linearizadas, com *rheid flow*, e domos e bacias de interferência tectônica. Embora em vários locais sejam observados contatos falhados em relação aos terrenos granito-greenstone, em geral os contatos são prováveis ou aproximados, devido à dificuldade de delimitação precisa com as rochas daqueles terrenos. A policiclicidade de deformação, que é extensiva aos terrenos granito-greenstone, é definida por meio de três fases superpostas, assim caracterizadas: uma primeira fase onde se observam foliações subhorizontalizadas, tectônicas, e que coincidem em vários pontos com superfícies próximas de So de camadas sedimentares. A estrutura maior parece coincidir com dobramentos deitados tipo *nappe*; uma segunda fase, de dobramentos normais simétricos e assimétricos de amplitude média ou alta, com planos axiais subverticalizados e eixos de dobras dirigidos para nordeste; localmente esta fase parece ter produzido

transposições pois observam-se afloramentos com foliações verticalizadas a subverticalizadas, ou mesmo blastomiloníticas, em blocos independentes; também transcorrências parecem caracterizar esta fase; uma terceira fase, definida por ondulações de eixos de dobras da 2a. fase para sul e norte, é bastante conspícua e extensiva a todo o precambriano da Bahia.

A se considerar a presença extensiva de rochas granulíticas foliadas com *trends* direcionais como característica de cinturões móveis, é necessário admitir-se no complexo de Santa Isabel (Moutinho da Costa et alii, 1976) a existência de outro cinturão, o qual talvez seja responsável pelo condicionamento estrutural do Espinhaço Meridional na região de Urandi-Guanambi-Caetitê. Estas rochas granulíticas são muito menos estudadas que as da costa atlântica, entretanto, os dados geocronológicos parecem indicar metamorfismo granulítico acerca de 2.600 m.a. (Jardim de Sá et alii, 1976; Brito Neves et alii, 1980).

Esta idade, representativa do Ciclo Guriense-Jequié, é semelhante às observadas na área tipo, que é a região entre Mutuípe e Jequié no Complexo Granulítico de Jequié, definido por Cordani (1973). Nesta última região, entretanto, os dados geocronológicos evidenciam também a existência de rochas mais antigas que 3.000 m.a., e o processo de granulitização afetou também essas rochas.

Associados às rochas granulíticas da região leste da Bahia, existem restos não transformados de complexos básico-ultrabásicos e anortosfíticos, aos quais se relacionam mineralizações de ferro-titânio-vanádio, além de quartzitos, rochas calcossilicáticas, metabasitos, ultramafitos serpentinizados (carbonatizados ou não) formações ferríferas bandadas e xistos. Muitas destas litologias ígneas são de caráter intrusivo, porém é certo que elas sofreram os processos de granulitização, pois encontram-se hoje esfarrapadas e como resistatos no seio dos granulitos. O mesmo fato é verdadeiro com relação as rochas metassedimentares e, do mesmo modo que nos terrenos granito-greenstone, parecem existir restos de seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*, representados por suas raízes, como é característico em áreas semelhantes do globo, como no Limpopo (África do Sul), em Sri Lanka (sul da Índia), no escudo Aldan (na Rússia), etc., e que também sofreram os processos granulitizantes, isto é, foram formadas, no mínimo, durante o Ciclo Geotectônico Guriense-Jequié.

É necessário observar que não existem dados geocronológicos conhecidos que demonstrem a presença de seqüências vulcano-sedimentares mais novas que o Ciclo Guriense-Jequié associadas ao Complexo Granulítico de Jequié. Mesmo o evento transamazônico amplamente observado no Estado, não é representativo naquele Complexo em idades Rb/Sr, e os dados mais recentes relacionados por Brito Neves et alii (1980), demonstram que o evento Transamazônico na faixa granulítica costeira, a leste do Complexo de Jequié, atuou sobre rochas preexistentes.

Caracteristicamente para esta parte da região costeira, também não existiu granitização extensiva que pudesse explicar as idades transamazônicas, o que não acontece nas áreas do centro-leste da Bahia, onde aquelas idades associam-se a intensos fenômenos de granitização potássica, e onde as idades mais antigas são pouco representadas, devido à quase completa rehomogeneização isotópica durante o período Transamazônico.

Dessa maneira e levando em consideração os dados geoló-

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

gicos conhecidos, admite-se a existência de uma reativação da faixa granulítica costeira que, embora não afetando fortemente o Complexo de Jequié, foi suficientemente intensa para rejuvenescer e recrystalizar todas as rochas situadas na região costeira, desde o sul da Bahia até o norte, afetando inclusive a região do *greenstone belt* de Serrinha e, a de Cariba.

Admite-se que a idade de formação deste cinturão móvel seja Guriense-Jequié, identicamente ao que acontece com o Cinturão Móvel Limpopo, que tem idade de formação semelhante e que foi reativado durante o Eburneano (Transamazônico).

Um argumento contemporâneo para este fato deve-se a presença, em pleno Complexo de Jequié, a 10 km a sudoeste da cidade, na serra do Castanhão, de uma seqüência (da base para o topo) de rochas calcossilicáticas, ultrabásicas carbonatizadas, rochas básicas, gnaisses quartzo feldspáticos (rochas vulcânicas ácidas?) e formações ferríferas bandadas, ocupando posição tectônica subhorizontal, e que sofreu metamorfismo da fácies granulito, em uma região onde não atuou intensamente o Ciclo Transamazônico.

Sabe-se hoje que sedimentação plataformal existiu desde o Arqueano — ver por exemplo a Formação Messina do Limpopo (Shackleton, 1976), a Formação Isua na Groenlândia (Allart, 1976), a Formação Moodies do Barberton na África (Anhaeusser, 1973) e seqüências semelhantes no sul da Índia em Sri Lanka (Katz, 1979), além de muitos outros exemplos expressos por Salop (1977) nos escudos de Aldan e Plataforma Siberiana — e que *greenstone belts* podem ser mais novos que muitas dessas seqüências (Katz, 1979). Como demonstrado para o caso da região de Jequié é admissível que a granulitização tenha atuado sobre embasamento siálico preexistente, associado ao qual seqüências magmático-sedimentares eram freqüentes. Desta forma não se pode deixar de conceber que o processo de granulitização tem origem a partir de zonação metamórfica vertical da crosta, isto é, granulitos existem na infracrosta por um processo metamórfico natural, em função das condições TP existentes nesta região, devido ao espessamento crustal.

Levando-se em consideração os elementos geológicos atualmente conhecidos para os granulitos do Complexo de Jequié e aqueles imediatamente a leste, na zona costeira, torna-se difícil individualizar-se zonas granulíticas infracrustais preservadas e zonas granulíticas de cinturões móveis. Entretanto, desde que a característica essencial dos cinturões móveis é envolver linearmente áreas cratônicas predominantemente de fácies anfífolito e xisto verde, a designação como Cinturão Móvel para os granulitos da Bahia é mais plausível.

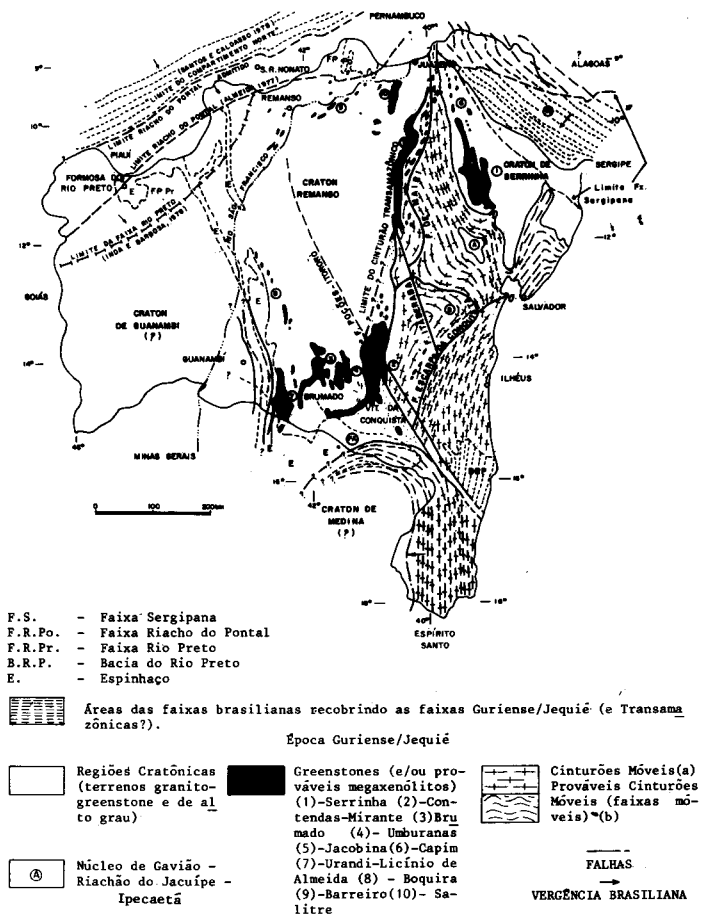
Embora o autor em trabalho recente (Mascarenhas, 1979) tenha advogado que o Complexo de Jequié fizesse parte de granulitos infracrustais, e a parte costeira constituísse o Cinturão Móvel a partir da deformação daqueles granulitos, dados mais atuais obtidos em 1980 em várias seções na região granulítica, parecem confirmar, a partir das características das deformações impressas naquelas rochas, que toda região granulítica baiana sofreu os mesmos processos estabelecidos até o Ciclo Guriense-Jequié. Porém, a faixa costeira atlântica e a região centro-leste foram reativadas intensamente no Ciclo Transamazônico. Assim o autor volta a advogar, como havia feito em 1973 e posteriormente em 1976 (Mascarenhas et alii, Relatório Integrado dos Projetos Bahia, II e Sul da Bahia), que o Cinturão Móvel Costeiro Atlântico, de idade Guriense-Jequié, se estende desde os limites do Complexo Contendas-Mirante a oeste, até a linha de costa,

e para norte vai desde o limite do Complexo de Jacobina até o Craton de Serrinha, contornando-o por sua parte sul e seguindo pela costa até sob a região da atual Faixa de Dobraamento Sergipana. Durante o Transamazônico somente a parte mais costeira, região a leste do Complexo de Jequié, e toda a região centro-leste da Bahia, foi remobilizada intensamente, aumentando a área móvel, pois incluiu o Craton de Serrinha, e os fragmentos cratônicos da região de Capim Grosso-Ipecaetá (M. M. Marinho, in: Seixas, 1976). Admite o autor que tanto o *greenstone belt* de Serrinha quanto o Complexo de Jacobina, incluindo af o Grupo Jacobina de Couto et alii (1978) foram altamente remobilizados e as datações geocronológicas das rochas não granulíticas dessas regiões definidas como transamazônicas, representam, apenas, o resultado da intensa rehomogeneização isotópica ocorrida neste período, assim como a extrema deformação a que foram submetidas as rochas do Complexo Jacobina (Figura 1).

COBERTURAS PLATAFORMAIS

Como coberturas plataformais do embasamento precambiano da Bahia existem os sedimentos clástico-químicos do

FIGURA 1 MODELO GEOTECTÔNICO PARA A ÉPOCA GURIENSE/JEQUIÉ NA BAHIA (com Localização de elementos Espinhaço e Brasilianos).



Para esta época considera-se que apenas o Bloco de Jequié (B) não foi intensamente afetado. O cinturão móvel influenciou fortemente, toda região a leste da Serra de Jacobina e Contendas-Mirante. Nas outras áreas cratônicas existiu granulitização K e migmatização. Outros efeitos acham-se em fase de pesquisa.

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

Supergrupo São Francisco (Grupo Bambuí, Una e Rio Pardo), correlativos do Ciclo Geotectônico Brasileiro com 900 m.a. até 450 m.a.; os sedimentos e vulcânicas ácidas a intermediárias do Super-Grupo Espinhaço com idades de sedimentação/vulcanismo de 1.700 m.a. de metamorfismo de 1.200 m.a. (Brito Neves et alii, op. cit.; o Grupo Jacobina, segundo a definição de Couto et alii (1978), o Grupo Colomi e parte do Complexo do Rio Salitre segundo Souza et alii (1979), a parte superior dos Complexos de Brumado e Contendas-Mirante, segundo Mascarenhas (1979). Teríamos ainda a seqüência da serra do Castanhão em Jequié e uma infinidade de restos de sedimentos ao meio dos gnáisses e migmatitos, como antes referido.

O que deveremos considerar como coberturas plataformais relativas ao embasamento pré-brasiliano, isto é ao Craton do São Francisco? Acredita-se que somente os Grupos Bambuí, Una e Rio Pardo, do Supergrupo São Francisco, pois todas as outras seqüências, embora situadas sobre o embasamento gnáissico-migmatítico, devem ser consideradas pertencentes a ele, fazendo parte dele durante o pré-brasiliano, isto é, posteriormente ao Ciclo Transamazônico e, a depender de confirmação futura, ao Ciclo Uruçuano na Bahia, representado este, pelo Super-Grupo Espinhaço e seus correlativos.

Descendo-se a escala geológica, ter-se-á que admitir a existência de um Craton pré-Transamazônico, hoje em parte limitado pelo Cinturão Móvel Reativado (Cinturão Móvel de Cordani), cuja cobertura plataformal deve ser representada pelo Supergrupo Espinhaço. Para o presente autor, os Complexos de Contendas-Mirante e Brumado (partes superiores), do Colomi e do Grupo Jacobina de Couto et alii (op. cit), além dos muitos restos espalhados no embasamento (incluindo-se aí a seqüência da serra do Castanhão), seriam os representantes da cobertura plataformal de um Craton pré-Guriense (Arqueano), que é limitado pelo Cinturão Móvel Costeiro Atlântico e, talvez, o possível Cinturão Móvel de Santa Isabel. Para esta época teríamos o Craton de Serrinha a nordeste, o Craton de Remanso, no centro e o Craton de Guanambi, a oeste, além do Craton de Medina (?) a sul (Figura 1).

O greenstone belt de Serrinha, e os prováveis greenstone belts (megaxenólitos) de Capim, Barreiro, Contendas-Mirante (parte inferior) Brumado (parte inferior), Ufnburanas, Urandi/Licínio de Almeida, Riacho de Santana e Boquira, seriam entidades constituintes do Craton pré-Guriense, isto é, seriam elementos que colaboraram na elaboração do Craton pré-Guriense (ou Arqueano), que foi consolidado após os processos arqueanos de granitização/gnaissificação.

ELEMENTOS ESTRUTURAIS E GEOTECTÔNICOS

Além das deformações superpostas de caráter normal, como dobramentos, e transposições verticais, medidas de foliação em várias regiões baianas, a sul, no centro e norte, têm mostrado evidências de marcante encurtamento crustal durante os tempos Arqueano e Precambriano, através de estruturas de *nappe* e empurrões. Embora nem sempre verdadeiros *nappes de charriage* possam ser provados, muitas vezes ocorrendo apenas empurrões de baixo ângulo com deslocamento de massas a curta distância, casos existem em que podem ser verificados dobramentos deitados com zonas de raiz distantes, no mínimo 20 km, como é o exemplo observado nos dobramentos superpostos da região de Irajuba-Mutuípe, referenciados por um nível de quartzito, mas onde os granulitos regionais, ou, melhor dizendo, as rochas que sofreram metamorfis-

mo da facies granulito, também participaram das deformações.

Como conseqüência destas fases de deformação policíclica, que ocorreram com menor intensidade também do Precambriano Superior até o período Brasileiro, originou-se uma série de padrões estruturais que obedecem a sistemas de braquiantiformas e braquissinformas, tanto de direções meridianas a submeridianas quanto transversais. Estes sistemas guardam como característica geral formas compatíveis com as foliações regionais, que só não são concordantes nas zonas de milonitização e de transposições de fluxo verticais. Além do mais, são estruturas amplas, abertas ou fechadas, que variam muito em dimensões. A maior delas é representada pela braquiantiforma do Complexo Granulítico de Jequié, em cujo flanco oeste situa-se a estrutura braquissinformal do Complexo de Contendas-Mirante, que é seguida para oeste, pela braquiantiforma de Aracatu. A braquiantiforma de Jequié tem direção submeridiana e mergulho geral médio entre 10° e 30° para nordeste. A sul ela é interceptada pelos grandes falhamentos diagonais de Poções-Itororó e Planalto-Potiraguá.

Outras grandes estruturas podem ser reconhecidas na região entre Campo Alegre de Lourdes e Juazeiro no norte da Bahia. A norte, elas são encobertas pelas rochas da Faixa Riacho do Pontal e a sul pelo Grupo Colomi, Complexo de Barreiro e Complexo do Rio Salitre. Estas grandes estruturas regionais guardam nas zonas das braquissinformas, preservadas da erosão, as seqüências representativas da crosta superior e dos depósitos supracrustais.

A EVOLUÇÃO PRECAMBRIANA E O CRATON DO SÃO FRANCISCO NA BAHIA

Os dados generalizados antes apresentados, caracterizam a evolução precambriana e arqueana a partir de eventos que sucederam no tempo geológico desde 3.400 m.a., idade isocrônica do granitóide tonalítico de Boa Vista no bordo do Complexo Contendas-Mirante, até a estabilização do Ciclo Brasileiro a cerca de 450 a 500 m.a.

Admitindo-se a origem da crosta por impulsos magmáticos a partir de uma crosta simática fina (esta admissão é preferida devido aos inúmeros restitos de rochas básicas engolfadas em rochas graníticas, senso lato, como xenólitos arqueanos), as deformações policíclicas que seguiram, possivelmente influenciadas por correntes de convecção, foram responsáveis por diferenciação magmática, intrusões de complexos básico-ultrabásicos e intrusões graníticas, senso lato, além de intensos vulcanismos, ao final dos quais, em épocas de estabilidade relativa, sedimentações clásticas e químicas foram ativas.

Estes processos, associados à intensa gnaissificação ocorrida durante as épocas de deformação, vieram gerar uma crosta sílica cada vez mais espessa, cujas regiões superiores continham “megaxenólitos” de seqüências magmático-sedimentares, largamente distribuídas.

Os processos evolutivos primitivos admitiam deformações por deslocamento de massas do tipo *nappe de charriage* e deslocamentos menores, demonstrando grande plasticidade das rochas envolvidas.

É possível, por outro lado, que este processo de deformação por deslocamento de massas possa estar relacionado à elevação de grandes batólitos de granito, senso lato, como admitido por Ramberg (1966) em seus experimentos teóricos, e como aplicado por Stephanson (1975) para o Sveco Feniano

da Suécia Central, e por Katz (1977) para a região de Sri Lanka, no sul da Índia, ou ainda como descrito por Salop (1977) para explicar a origem dos *gnaiiss fold ovals*, no escudo de Aldan e Plataforma Siberiana, entre outros locais.

Estabelecida a crosta primitiva, as evidências baianas indicam o retrabalhamento desta pan-crosta durante o Ciclo Guriense-Jequié, a cerca de 2.700 m.a., para constituírem estruturas do tipo Cinturões Móveis, segundo o modelo de Kröner (1977). Nestas condições formou-se o Craton pré-Guriense (Arqueano) envolvido por cinturões móveis, dos quais o Costeiro Atlântico é representativo, limitando os Cratons de Serrinha e Remanso, havendo possibilidade ainda da existência do Cinturão Móvel de Santa Isabel, limitando o Cráton de Remanso e o Craton de Guanambí (?).

Seguiu-se a estes eventos a formação das bacias vulcano-sedimentares de Colomi, Bruñado (parte superior), Jacobina e, em parte, do Rio Salitre, e a Unidade Superior do Complexo de Contendas-Mirante, além de, possivelmente, outras bacias, atualmente só representadas por frações isoladas e xenólitos dispersos. Estas seqüências representariam as coberturas plataformais do Craton pré-Guriense, e sua idade, variável entre 2.600 m.a. até 2.300 m.a.

Durante o Transamazônico, parte do Cinturão Móvel Costeiro Atlântico foi retomado, ocorrendo altas temperaturas (até granulitização?), com granitização e gnaissificação essencialmente de caráter potássico, que também produziram grandes transformações intracratônicas com rehomogeneização isotópica total ou parcial. É possível que durante este período o embasamento das atuais Faixas de Dobramento Sergipana,

Riacho do Pontal e Araçuaí, tenha também sido retomado, estruturando Faixas Marginais com características de Cinturões Móveis, que seriam os possíveis limites de um Craton pré-Transamazônico (Guriense). Os sedimentos plataformais correlativos destes eventos seriam aqueles representativos do Supergrupo Espinhaço.

Durante o Ciclo Brasileiro estabeleceram-se, possivelmente sobre os cinturões móveis já formados e policíclicamente deformados, as Faixas de Dobramento Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto e Araçuaí, delimitantes do Craton pré-Brasileiro ou Cráton do São Francisco. Os seus limites atuais são ainda os expressos por Almeida (1977), embora Mascarenhas (1979) tenha proposto algumas pequenas modificações para as Faixas Riacho do Pontal e Rio Preto, que no entanto necessitam ser provadas. Os sedimentos correlativos plataformais deste Ciclo são aqueles representados pelo Supergrupo São Francisco, ou seja, Grupos Bambuí, Una e Rio Pardo.

No contexto evolutivo do embasamento precambriano/arqueano deve ser enfatizado a possibilidade de a deformação policíclica dos cinturões móveis condicionarem a evolução das Faixas de Dobramento ou cinturões mais jovens. Esta particularidade que parece ocorrer na Bahia, pode ser de grande importância na compreensão da evolução precambriana, independentemente do fato de novos cinturões móveis e faixas de dobramentos poderem ocorrer sem necessariamente terem sido precedidas por retomadas de cinturões e faixas mais antigas.

BIBLIOGRAFIA

- ALLAART, J. H. — The pre-3760 m.y. supracrustal rocks of the Isua area, central west Greenland and the associated occurrence of quartz-banded ironstone. In: *The early history of the earth*. Brian Windley ed. (based on the proceedings of a Nato Advanced Study Institute, Leicester, 1975), J. Wiley & Sons, 1976, p. 117-189.
- ALMEIDA, F. F. M. de — O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4):349-364, 1977.
- ANHAEUSSER, C. R. — The evolution of the early precambrian crust of southern Africa. *Phil. Trans. Rev. Soc. London*. A. 273, p. 359-388, 1973.
- BRITO NEVES, B. B. de — Regionalização geotectônica do precambriano nordestino (*Tese de doutoramento*, Inst. de Geociências, USP, 1975) São Paulo, USP, 1975, 198p.
- BRITO NEVES, B. B. de; CORDANI, U. G. e TORQUATO, J. R. — Evolução Geocronológica do Estado da Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, 3º vol. Organizado por H. A. V. Inda e F. B. Duarte, SME/CPM, 1980.
- CORDANI, U. G. — Evolução geológica precambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. (*Tese de Livre Docência*, Inst. de Geociências, USP, 1973). São Paulo, 1973, 98p.
— Comentários filosóficos sobre evolução geológica precambriana. Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, *Anais do...* SBG — Núcleo da Bahia, Publ. Esp. 3, SBG/SME/CPM, 1978, p. 33-43.
- COÛTO, P. A. et alii — *Projeto Serra de Jacobina*. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1978, V. 1, Convênio DNPM/CPRM.
- INDA, H. A. V. e BARBOSA, J. F. — *Texto Explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000*, SME/CPM, Salvador, 1978.
- JARDIM DE SÁ, E. F. et alii — Novos dados geocronológicos sobre o cráton do São Francisco no Estado da Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29 Ouro Preto, 1976. *Anais do...* SBG, 1976, no prelo.
- KATZ, M. B. — Metasediments in archean granulite facies belts and their tectonic setting. In: *Correlation of the Precambrian*, vol. 1. Publ. of. "Nanka", Moscow, 1977.
- KRÖNER, A. — The precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Research*, 4 (1977):166-213. Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam.
- MASCARENHAS, J. de F. — A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Simpósio sobre o Precambriano do Craton Sanfranciscano e da parte norte-oriental do Brasil. 27, Aracaju, 1973. *Anais do...* SBG, 1973, p. 35-66.
— Evolução geotectônica do precambriano do Estado da Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*. 2º Vol. Organizado por H. A. V. Inda, SME/CPM, 1979.
— et alii — Geologia da região centro-oriental da Bahia; *Projetos Bahia, Bahia II e Sul da Bahia*. Relatório Final Integrado. Salvador, CPRM, 1976, v. 1 Convênio DNPM/CPRM.
- MOUTINHO DA COSTA, L. A. et alii — *Projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco*. Relatório Final. PROSPEC, 1976, vol. 1, Convênio PROSPEC/DNPM/CPRM.
- RAMBERG, H. — The Scandinavian Caledonides as studied by centrifuged dynamic models. *Min.-Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala*. Rull., vol. 43, 1966.
- SALOP, L. S. — *Precambrian of the northern hemisphere. Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 3. Cap. 4-The Archean, Cap. 5 — The paleoprotozoic. Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam-New York, 1977, p. 43-120.
- SEIXAS, S. R. M. et alii — *Projeto Bahia II: Geologia das Folhas de Itaberaba e Serrinha*. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1975. v. 1 Convênio DNPM/CPRM.
- SHACKLETON, R. M. — Shallow and deep-level exposures of Archean crust in India and Africa. In: *Early history of the earth*. Brian Windley ed. (based on the proceedings of a Nato Advanced Study Institute, Leicester, 1975). J. Wiley & Sons, 1976, p. 317-321.
- SOUZA, J. D. de et alii — *Projeto Colomi*, Relatório Final. Geologia e Prospecção Geoquímica da Região de Remanso — Sento-Sé, Vol. 1 texto, 1979.
- STEPHANSSON, O. — Polydiapirism of granitic rocks in the Sveco fennian of central sweden. *Prec. Research*. 2(1975) p. 189-214.

GEOLOGIA DO "GREENSTONE BELT" DE CRIXÁS (GO) E SUAS IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

Lineu A. de Saboia
Noevaldo A. Teixeira
José Henrique G. de Castro
Antônio S. Teixeira
Metals de Goiás S/A – METAGO

The Crixás Greenstone Belt has an elongate form extending in the N-S direction approximately, and consists of three independent volcanosedimentary belts: Crixás, Guarinos, and Pilar. The Crixás belt is limited to the east and south by the sialic dome of Caiamar, to the west by the Ribeirão das Antas dome and to the north by the metasediments of the Araxá Goup. The Crixás belt is constituted of three formations: Córrego Alagadinho (basal), Rio Vermelho (medium) and Ribeirão das Antas (top.). The basal unit is constituted of peridotitic and pyroxenitic flows intercalated with iron formation, chert, mafic and acid tuffs and intrusive bodies of pyroxenite and gabbro. The medium unit is constituted of basaltic flows with pillow structures, massive flows, thin intercalations of chemical sediments, and discontinuous ultrabasic lava flows. Three types of ultramafic flows were recognized: flows with olivine spinifex texture in the medium zone, flows with polyhedral jointing at the base and clinopyroxene spinifex texture towards the top, and flows without spinifex, but showing polyhedral jointing throughout. The top of the unit is dominantly of sedimentary rocks which are represented by graphite-chlorite schist, graphitic quartzites and the chloritoid-chlorite-quartz schist. There are also lime-silicated lenses, tuffogenic layers and calcified ultramafic lenses. The principal tectonic feature of the Crixás belt is represented by a large triangular synclinal with inverted limbs which dip to the west. The principal deformation event was followed by regional metamorphism of greenschist facies. The ultramafic lavas (peridotitic and pyroxenitic) present volcanic structures and textures such as spinifex and polyhedral jointing. Chemically, these lavas present high MgO content, ratio $CaO/Al_2O_3 > 1$, low TiO_2 , MgO/FeO , Na_2O , and K_2O , which are characteristic of the komatiitic sequences. The basaltic lavas present a transitional chemistry between tholeiites and komatiites. The characterization of the Crixás greenstone belt indicate that the widespread sialic terrains in the central part of the State of Goiás must have developed like a typical cratonic nucleus in the Archean.

INTRODUÇÃO

Após a caracterização inicial do *greenstone belt* de Crixás e Goiás, a Metals de Goiás S/A entendeu ser necessário empreender detalhamento geológico da Faixa Crixás na escala de 1:50.000. Tal estudo tinha como objetivo reconstituir feições geológicas fundamentais para o condicionamento de possíveis jazimentos minerais, comumente presentes em tais ambientes (Au; Cu-Zn; Ni-Cu). Em decorrência de tais trabalhos uma série de dados estratigráficos, petrológicos e tectônicos foram ressaltados, permitindo a elaboração desta síntese.

As profundas modificações ocorrentes na interpretação da geologia arqueana da porção meio-norte do Estado de Goiás são o resultado de alguns trabalhos básicos, cujos objetivos foram centrados na caracterização das faixas de *greenstone belt*, ou na definição de seqüências Pré-Araxá (Danni e Ribeiro, 1978; Saboia, 1979; Ribeiro Fº et al., 1978). A sistematização desses novos dados tem permitido reinterpretar os limites cartográficos do Grupo Araxá e a elaboração de novas considerações geotectônicas envolvendo os terrenos arqueanos e o Complexo Basal Goiano.

TRABALHOS ANTERIORES

Barbosa et al., (1969) apresentam o primeiro trabalho sistemático abrangendo a região de Crixás. Identificam um conjunto granito-gnáissico polimetamórfico considerado como embasamento e o Grupo Araxá representado na região por anfíbolitos, quartzitos, ferromanganesífero e micaxistos, disposto em discordância sobre a unidade anterior.

Gebrim (1977, inédito) apresenta estudo específico na região de Crixás, tendo caracterizado na base do Grupo Araxá três conjuntos estratigráficos distintos (ultramáfico-máfico-sedimentar). Ressalta, pela primeira vez, a presença de estruturas de *pillow* lavas em anfíbolitos desta unidade.

Schobbenhaus Fº, et al., (1975) definem o sistema de dobramento Araxá, incluindo o Grupo Araá, a Formação Canastra e o Grupo Araxá. Neste último, individualizam, em sua porção basal, um complexo de rochas sob a denominação genérica de *rochas anfíbolíticas*. Estas rochas estariam associadas a hematita quartzitos e anfíbólio xisto, tendo Guarinos, Pilar de Goiás, Hidrolina, Cedrolina, União, Itapaci e Mara Rosa, suas melhores exposições.

Danni e Ribeiro (1978) levantaram pela primeira vez a possibilidade da existência de terrenos arqueanos com *greenstone belt* nesta porção do Estado. Na região de Pilar de Goiás e Guarinos reconstituem seqüências vulcano-sedimentares dispostas em faixas estreitas e alongadas encravadas no embasamento siálico. Nestas unidades são reconhecidos estratos vulcânicos de caráter ultramáfico, máfico e ácidos, a partir de um conjunto litológico metamorfisado no fácies xisto verde. Como conclusão, os autores definem o Grupo Pilar de Goiás sobreposto pelo Grupo Araxá.

Ribeiro, Fô, et al., (1978), reconhecem, na região de Pilar de Goiás e Mara Rosa, um embasamento constituído por gnáisses, migmatitos e granitos recobertos discordantemente pela associação metamórfica de Pilar de Goiás. Tal associação seria constituída por rochas de caráter vulcano-sedimentar de idade Pré-Cambriana média a inferior subjacente ao Grupo Araxá.

Saboia, (1979) caracteriza definitivamente os *greenstone belts* de Crixás e Goiás. Tais seqüências foram divididas em três amplas unidades, predominantemente constituídas por: 1) Unidade Basal – rochas vulcânicas ultrabásicas; 2) Unidade Média – rochas vulcânicas básicas; 3) Unidade de Topo – rochas sedimentares. Nesse trabalho são identificadas pela primeira vez no Centro-Oeste as texturas spinifex em derrames peridotíticos, tornando a área uma das mais clássicas manifestações do arqueano no Brasil.

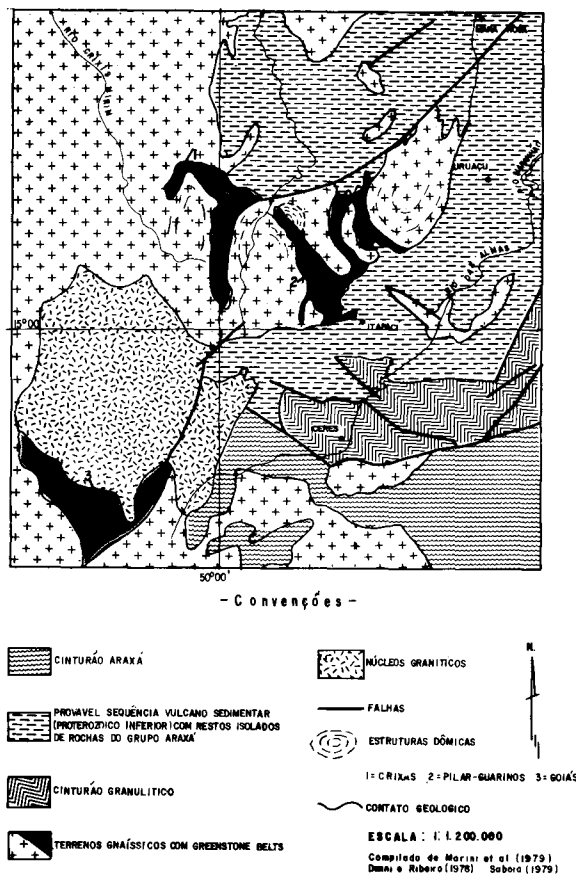
GEOLOGIA REGIONAL

O *greenstone belt* de Crixás acha-se inserido nos extensos terrenos siálicos representados por diversos tipos de gnáisses, granitos, tonalitos e migmatitos, comumente cartografados como pertencentes ao Complexo Basal Goiano (Almeida, 1968). Sobreposto a este embasamento e às próprias seqüências vulcano-sedimentares arqueanas ocorrem micaxistos granatíferos com subordinados estratos quartzíticos finos, ainda sem posicionamento estratigráfico definido, sendo considerados como pertencentes ao Grupo Araxá.

As áreas de ocorrência das faixas vulcano-sedimentares arqueanas nesta porção do Estado são restritas e de pouca expressão quando comparados com outras unidades aí representadas. Aham-se limitadas a norte e a sul por provável seqüência vulcano-sedimentar proterozóica com restos do Grupo Araxá e a oeste e leste pelos terrenos siálicos. Neste são comuns a presença de fácies migmatíticas locais e amplos núcleos graníticos como o de Rubiataba, conforme citação de Danni e Fuck (1979). O substrato granítico-gnáissico é interrompido pela faixa granulítica dos grandes complexos básico-ultrabásico distantes 100 km a sudeste do *greenstone belt* de Crixás. (Fig. 1).

O *greenstone belt* Crixás definido por Saboia, (1979), compreende três faixas vulcano-sedimentares, denominadas por Faixa Crixás, Guarinos e Pilar. Estas unidades, acham-se engolfadas por domos siálicos, ovóides (Caíamar e Ribeirão das Antas) de composição ainda não suficientemente conhecida, notando-se contudo, nítida predominância dos termos granodioríticos e porções com predominância de migmatitos, como as encontradas em contato com as partes basais da Faixa Pilar. Tais domos formam estruturas circulares, verdadeiros ovóides no sentido empregado por McGregor (1951) e Anhaessler et al., (1969). No contato arqueiam os cinturões vulcano-sedimentares e localmente verticalizam suas camadas, impondo às mesmas, condições metamórficas mais enérgicas (fácies anfibolito).

FIGURA 1 - SITUAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL DOS "GREENSTONE BELTS" DA REGIÃO CENTRAL DE GOIÁS



De uma maneira geral as três faixas vulcano-sedimentares (Crixás, Guarinos e Pilar) apresentam conjuntos litológicos com características vulcânicas e sedimentares semelhantes. Na base do pacote, ocorre uma predominância de lavas ultrabásicas intercaladas com raros estratos químicos, sob a forma de chert ferífero e calco-silicatada. A porção média é representada por lavas básicas, chert ferífero, sedimentos finos e material tufáceo associado. O topo da estratigrafia possui nítida predominância de sedimentos químicos, pelitos grafitosos e importantes níveis carbonatados, (Fig. 2).

Em função das acentuadas variações faciológicas, ocorrem algumas particularidades estratigráficas ao longo das três faixas vulcano-sedimentares. Na Faixa Guarinos a porção ultrabásica apresenta distribuição bastante restrita e descontínua, sendo representada por lentes próximo ao contato com o Domo de Caíamar. Na Faixa Pilar, os níveis calco-silicatados são bem mais espessos do que nas demais, ocorrendo, inclusive, de maneira interestratificada com rochas ultrabásicas da base, (Fig. 3).

GEOLOGIA DA FAIXA CRIXÁS

Na Faixa Crixás ocorre a melhor exposição das unidades acima descritas, em função do que passaremos a descrevê-la com maior detalhe. Esta faixa estende-se desde noroeste e nordeste da cidade de Crixás até cerca de 3 km a sul de Auriverde, possuindo comprimento de aproximadamente 40 km,

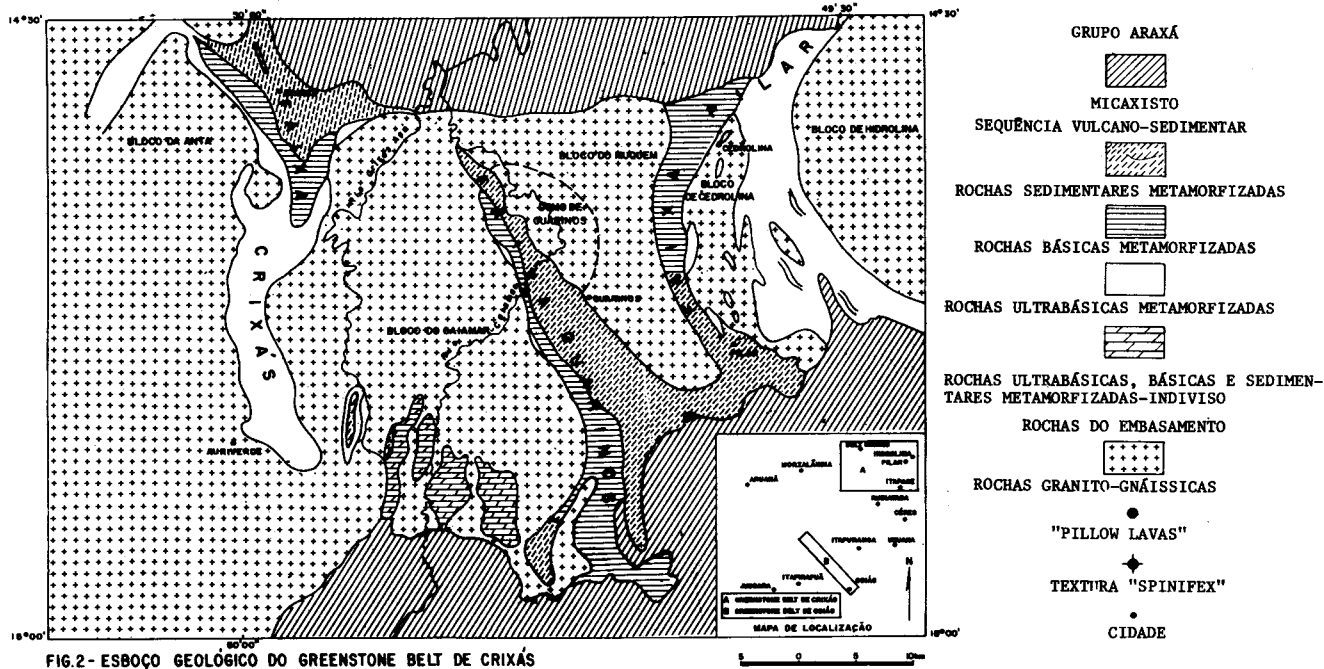


FIG.2- ESBOÇO GEOLÓGICO DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS

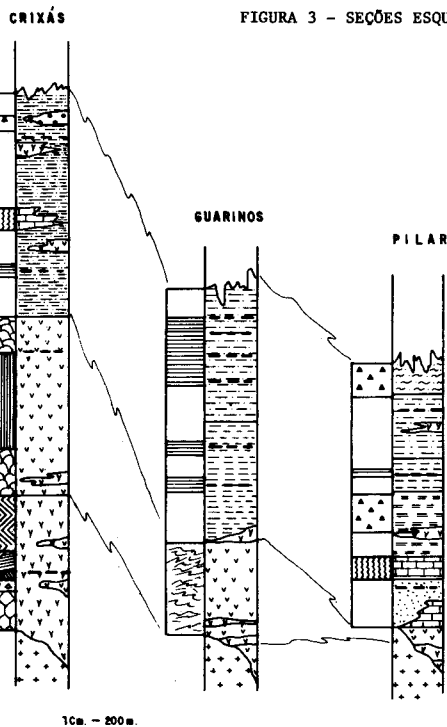
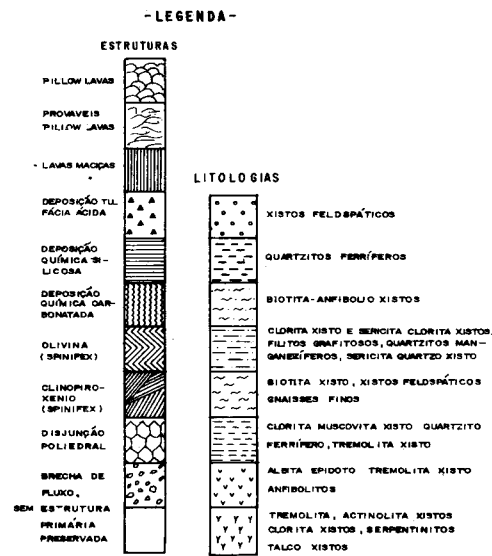


FIGURA 3 – SEÇÕES ESQUEMÁTICAS GUARINOS – PILAR-CRIXÁS

PARTE DA MONTAGEM DAS COLUNAS DE PILAR E GUARINOS FOI COMPILADO DE DANKI E RIBEIRO (1978)



com largura média em torno de 7 km, podendo atingir um máximo de 20 km, (Figs. 4 e 5).

ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia da Faixa Crixás é definida pela individualização de três pacotes distintos, da base para o topo, como se segue: Formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas. Sobre tais unidades dispõem-se discordantemente o Grupo Araxá, (Fig. 6).

Formação Córrego Alagadinho

As regiões medianas e sul da Faixa Crixás são transversal-

mente cortadas pelo córrego Alagadinho que apresenta em suas margens e nos trechos encachoeirados, excelentes exposições sendo assim escolhido como secção tipo desta formação. Acha-se descrita em detalhe por Saboia e Teixeira (1979, no prelo) e Teixeira et al., (1980, no prelo).

Tem ampla distribuição areal, estendendo-se desde a extremidade sul da seqüência, próximo ao lugarejo denominado Auriverde, onde é bastante descontínua e fragmentada pelos granitos que lhes são intrusivos, indo até as porções sul da cidade de Crixás onde sofre uma bifurcação com sentido noroeste e nordeste.

Na maioria das vezes não é possível identificar com clie-

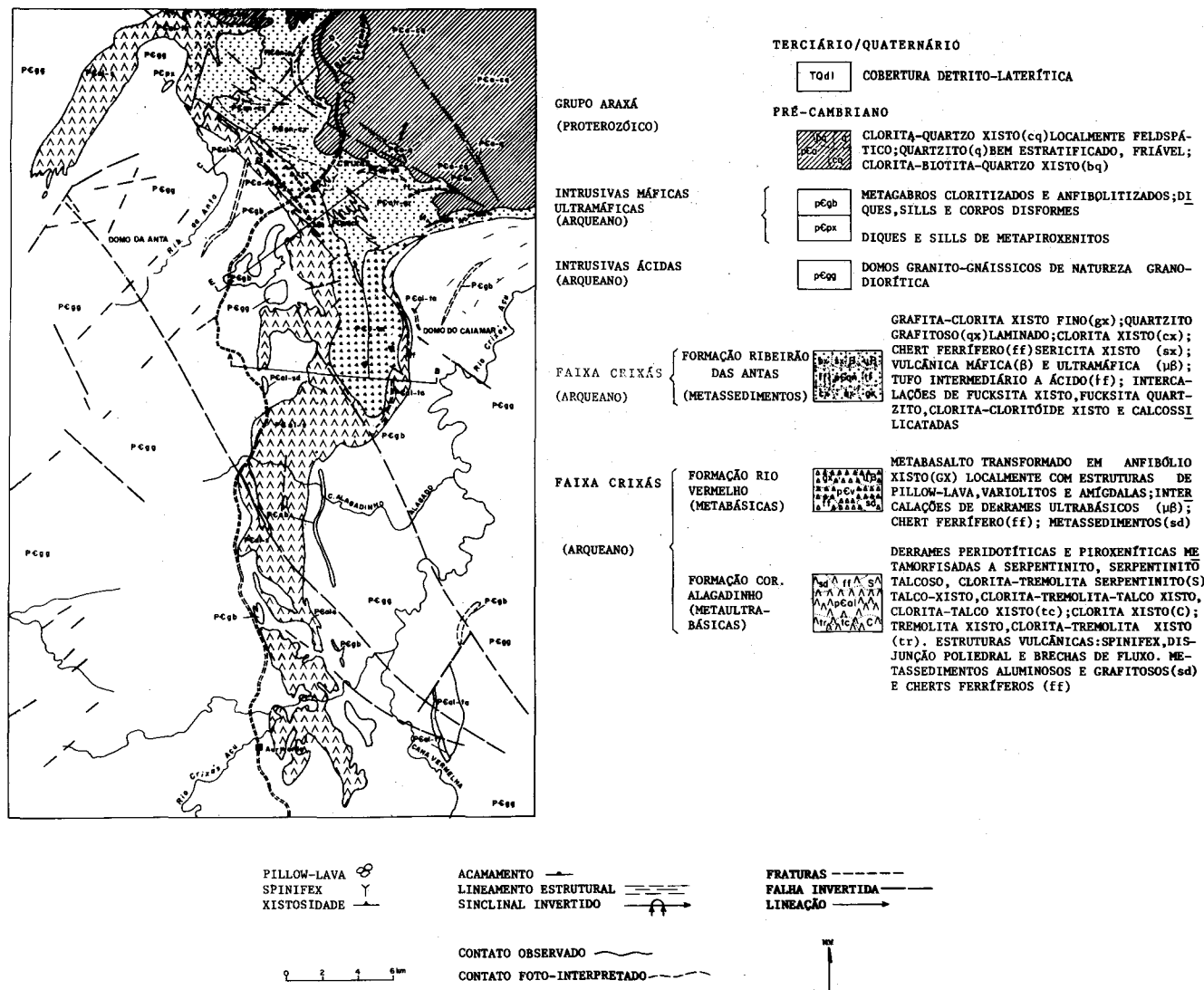


FIGURA 4 - MAPA GEOLÓGICO DA FAIXA CRIXÁS

reza a natureza dos contatos entre os extratos basais da Formação Córrego Alagadinho e os domos siálicos. Em relação ao traço do contato com a seqüência. A noroeste do Domo Ribeiro das Antas há evidências de posicionamento intrusivo, sendo comum a presença de lóbulos e apêndices dos granitos envolvidos por rochas desta formação. Deve ser destacada a presença de possíveis xenólitos de rochas ultrabásicas e uma perda da estrutura gnáissica nos domos, à medida que distanciamos do contato.

A Formação Córrego Alagadinho é representada por um pacote com aproximadamente 600 m de espessura, constituído por correspondentes metamórficos de rochas ultrabásicas intercaladas com chert ferrífero, sedimentos finos, tufo aluminosos e corpos intrusivos de composição piroxenítica e gabrítica, principalmente em sua porção sul. Os corpos intrusivos serão descritos em item separado, (Foto 1).

O pacote de rochas ultrabásicas compreende dois conjuntos

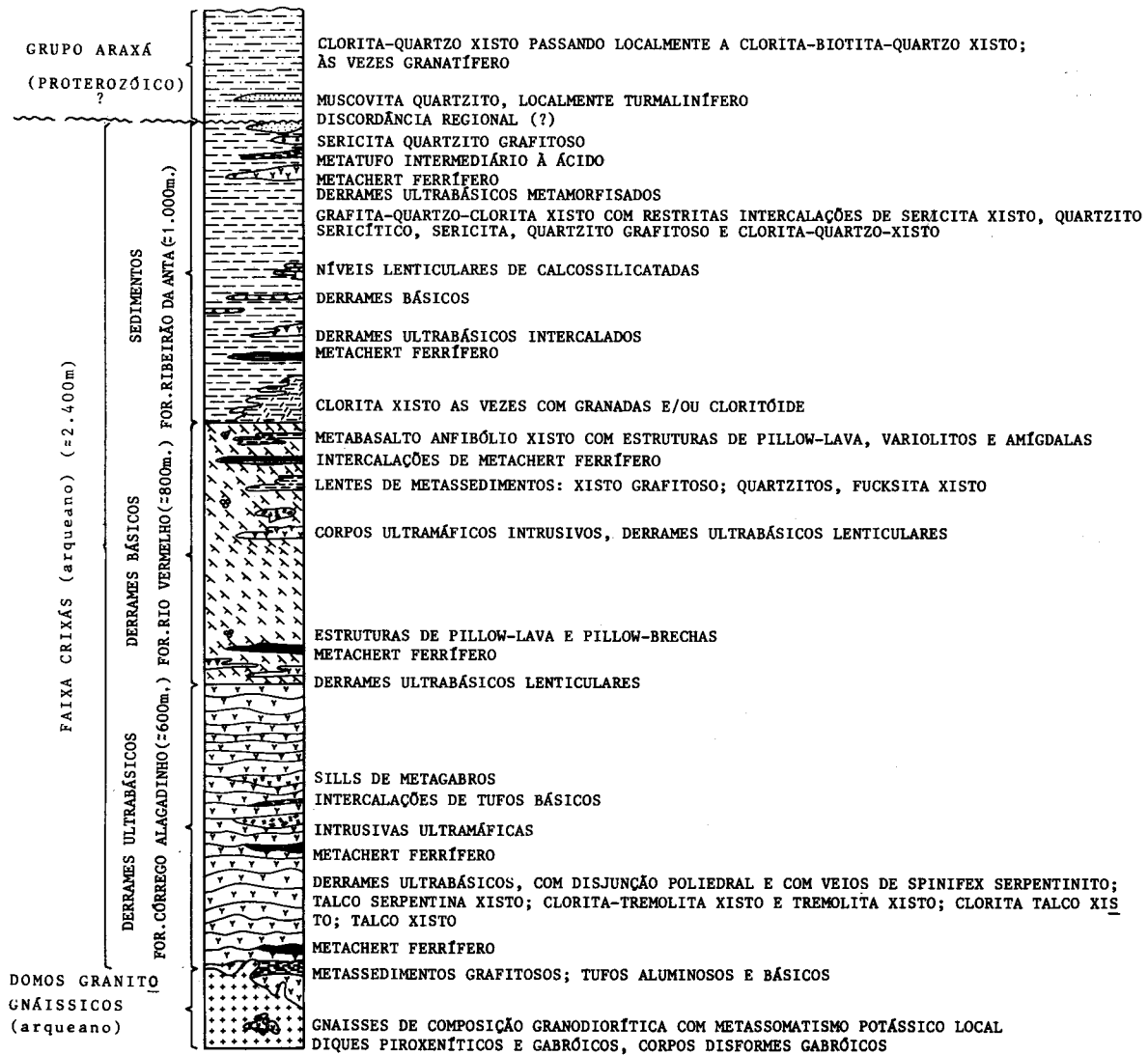
petrograficamente distintos: a) rochas extrusivas e intrusivas, que ainda conservam textura e mineralogia primária; b) xistos magnesianos e serpentinitos com acentuado nível de deformação, podendo representar os dois tipos acima referidos.

Na região mediana do cinturão, na área seccionada pelo Córrego Alagadinho, é possível reconstituir uma seqüência de serpentinitos maciços ou foliados com faixas irregulares, as vezes amebóides, possuindo textura spinifex. Tal feição não é comum nesta porção da área, tornando difícil a determinação da natureza primária desta litologia.

É frequentemente transicional a passagem de faixas serpentiniticas para xistos magnesianos. Neste último conjunto litológico ocorre, localmente, feições primárias de derrames ultrabásicos, contudo é na porção centro-leste da área do córrego Alagadinho que ocorre talvez a mais espetacular sucessão de derrames-ultrabásicos até então descritos no Brasil.

Saboia e Teixeira (1979, no prelo), identificaram três

FIGURA 5 — COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA FAIXA CRIXÁS



tipos de derrames: 1) Derrame ultrabásico com textura spinifex (olivina) na porção média; 2) Derrame com disjunção poliedral e zona superior com textura spinifex (clinopiroxênio); 3) Derrame ultrabásico maciço com disjunção poliedral. Embora os diversos tipos de lavas ocorram intercalados entre si, existe uma certa predominância de lavas com disjunção poliedral, na base, lavas com textura spinifex (clinopiroxênio) na porção média e derrames com spinifex (olivina) no topo, (Fotos 2 e 3).

O primeiro e terceiro tipo de derrames acima descritos são similares aqueles encontrados em Munro Township no Canadá, sendo reportados por Pyke et al., (1973), e Arndt et al., (1976). O segundo tipo, formado por uma estreita e descontínua zona com clinopiroxênio em spinifex no topo e poliedros na base, apresentam características aparentemente inéditas para lavas arqueanas, (Foto 4).

Os derrames com olivina em textura spinifex na zona média, apresentam uma zona basal maciça com textura cumulativa, seguida por uma zona fina com cristais laminados de olivina, que estão em contato brusco com a zona de textura spinifex grosseira. Esta, grada para a zona de topo com textura

fina e fraturamento poliedral. Os derrames ultramáficos com disjunção poliedral são maciços e formados por figuras poliedrais que decrescem em tamanho da base para o topo da lava (Fotos 5 e 6).

Estruturas *pillow* não foram ainda encontradas em rochas ultrabásicas e *pillow* brechas só foram identificadas em um pequeno afloramento na Serra da Lavrinha. Injeções de líquido ultrabásico com textura spinifex aparecem frequentemente sob a forma de veios cortando as lavas com disjunção poliedral.

Ocorrem também na Formação Córrego Alagadinho, fins intercalações de metassedimentos pelíticos-grafitosos ou sericíticos, além de tufos aluminosos e sedimentos químicos silicosos, às vezes ferríferos. Tais extratos revelam fases de quiescência vulcânica ou o interfacie de pulsos vulcânicos composicionalmente distintos.

Formação Rio Vermelho

Localiza-se na região mediana-superior da Faixa Crixás, notadamente ao longo das margens do rio Vermelho e do córrego do Roncador, onde apresenta sua maior extensão areal. Esta formação, geralmente representa as partes topo-

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

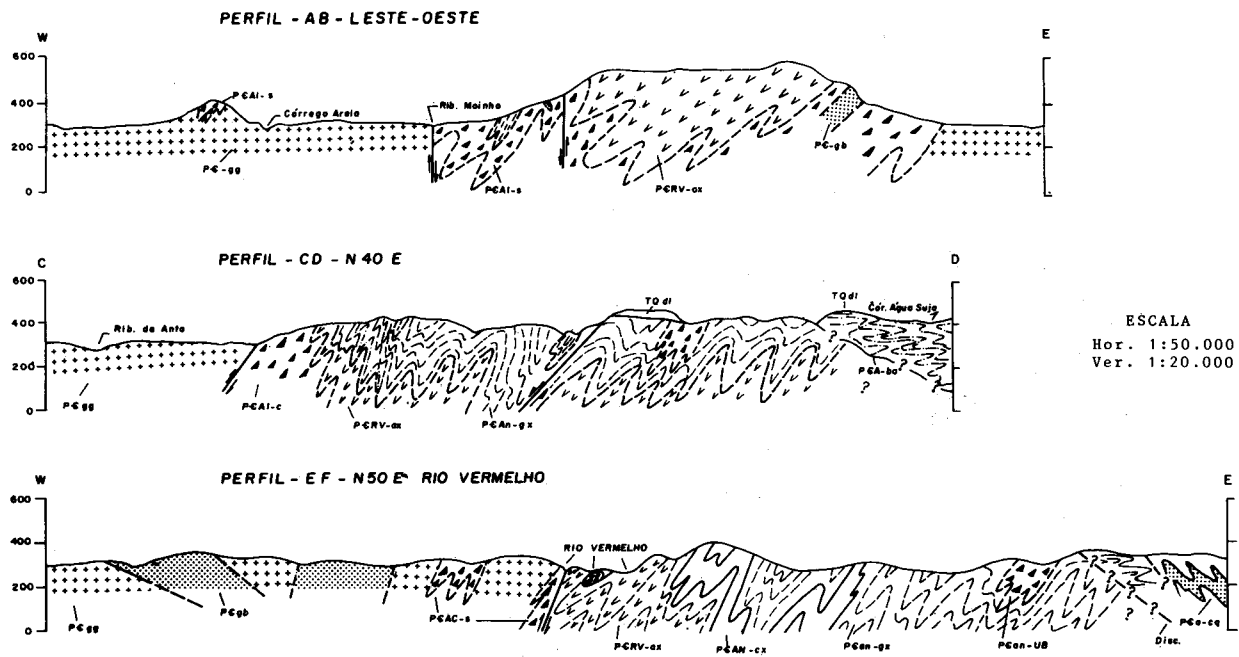
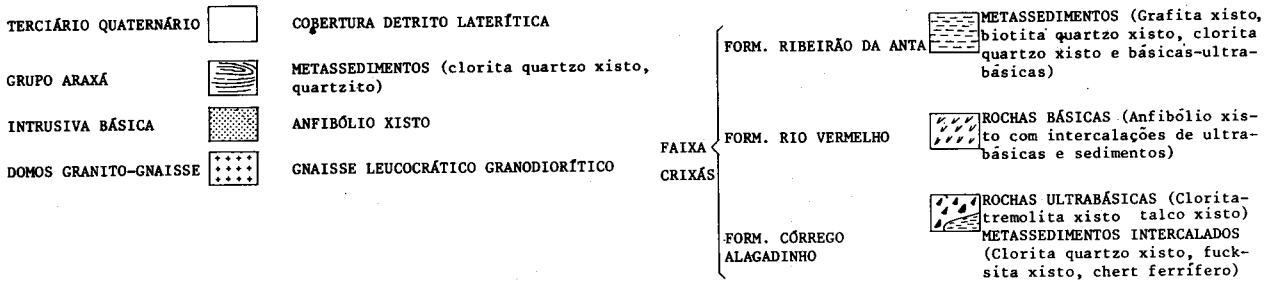


FIGURA 6

CONVENÇÕES



graficamente mais elevadas da faixa vulcano-sedimentar, entre a Formação Córrego Alagadinho ao sul e Formação Ribeirão das Antas em posição intermediária e Ribeirão das Antas, ao norte (ambas mais arrasadas).

A seção tipo desta formação é no próprio Rio Vermelho, à montante da cidade de Crixás. O contato inferior desta unidade com a Formação Córrego Alagadinho é geralmente caracterizada pela intercalação de lavas básicas e ultrabásicas, podendo ocorrer, também contatos bruscos. No topo, em contato com a Formação Ribeirão das Antas, predominam as intercalações de metabasaltos com sedimentos grafitosos. A espessura aproximada desta unidade situa-se em torno de 800 metros.

Esta formação é constituída essencialmente por derrames básicos, representados por um conjunto de *greenschists* com paragénese metamórfica a base de albita, tremolita, actinolita, clorita calcita e clinzoisita. Intercalados com os *greenschists* ocorrem estreitos níveis de sedimentos pelíticos arenosos, finos, representados por grafita xistos, clorita xistos, quartzitos e fuchsita quartzitos. Os precipitados químicos são representados por metacherts e cherts ferríferos. Estas intercalações tornam-se mais freqüentes em direção ao topo da seqüência.

Fato notável desta formação é a preservação de estruturas e texturas das lavas basálticas como *pillows*, *pillow* brechas, varíolas e vesículas. Teixeira et al., (1980, no prelo), caracterizam dois tipos de derrames: 1) Derrames basálticos maciços; 2) Derrames básicos almofadados. Estas feições aparecem nos mais variados graus de deformação, sendo as porções mais conservadas encontradas no bordo oeste da faixa (Fig. 4). A partir das características dessas estruturas vulcânicas, os autores acima citados sugerem uma condição submarina rasa para o vulcanismo da Formação Rio Vermelho (Fotos 7 e 8).

Embora ocorram ao longo de toda seção da Formação Rio Vermelho, os corpos básicos ultrabásicos intrusivos parecem localizarem-se preferencialmente na base da unidade. Porções lenticulares de derrames ultrabásicos calcificados sem estruturas spinifex têm sido localmente cartografados.

Formação Ribeirão das Antas

Constitui o topo do *greenstone belt* de Crixás, tendo nas proximidades da cidade homônima, onde é circundada quase totalmente pela Formação Rio Vermelho, formando a parte central da Faixa. O contato entre esta formação e a unidade inferior é predominantemente brusco, mas sempre concor-



Foto 1. Textura cumulativa em sill peridotítico (Formação Córrego Alagadinho).



Foto 2. Topo de lava peridotítica, lâminas de olivina serpentinizada - em padrão triangular e clinopiroxênio transformado tremolita (Formação Córrego Alagadinho).



Foto 3. Típico padrão spinifex, ripas de pseudomorfos de olivina alternados com clinopiroxênio esquelético (Formação Córrego Alagadinho).



Foto 4. Lava piroxenítica mostrando clinopiroxênio em textura spinifex (Formação Córrego Alagadinho).



Foto 5. Derrame ultrabásico maciço deformado. Notar o aspecto irregular das figuras poliedrais (P) marcadas por concentrações de serpentina (cinza claro)



Foto 6. Típica textura spinifex em lavas peridotíticas da Formação Córrego do Alagadinho.

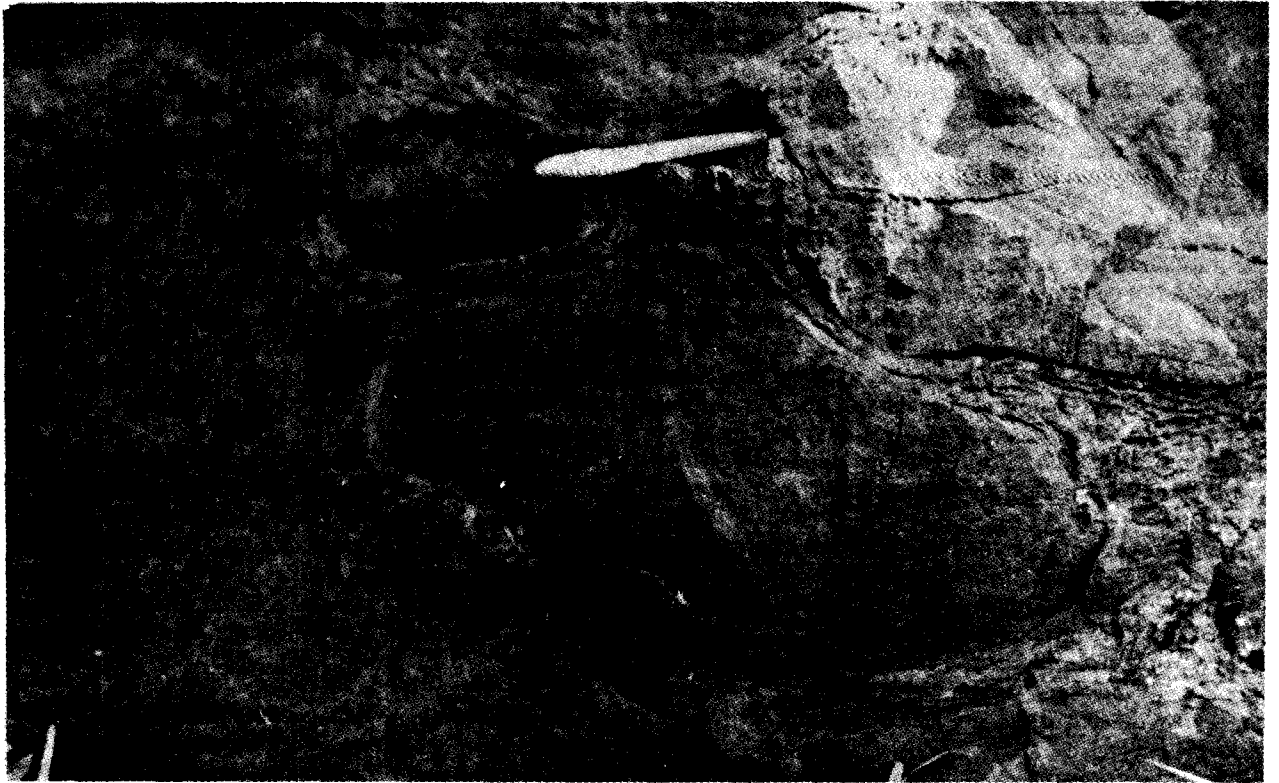


FOTO 7. Estruturas "pillow" em lavas basálticas da Formação Rio Vermelho evidenciando topo (T) e base (B) da unidade.



FOTO 8 . Derrame basáltico variolítico (v) da Formação Rio Vermelho.

dante. A definição do tipo de contato com os micaxistos considerados como pertencentes ao Grupo Araxá, requer trabalhos de maior detalhe. Sua espessura é de aproximadamente 1.000 m.

A Formação Ribeirão das Antas representa a maior contribuição sedimentar da Faixa Crixás. Associados aos sedimentos químicos e pelíticos ocorre ainda contribuição tufácea e restritas manifestações de derrames básicos e ultrabásicos descontínuos.

Os metassedimentos pelíticos acham-se representados por grafita-clorita-quartzo xisto, quartzitos grafitosos bandados, cloritóide-clorita-quartzo xistos e níveis descontínuos de mármore dolomíticos. Os xistos grafitosos normalmente acham-se bandados em função das variações composicionais existentes. Na porção noroeste da faixa, ao longo do Ribeirão das Antas, ocorrem significativos estratos de biotita xisto com, ou sem hornblenda. Possui olhos quartzo-feldspáticos e fragmentos de grafita xisto. Todo o conjunto litológico apresenta granulacão fina e xistosidade muito bem desenvolvida.

Apesar das variações faciológicas, podemos discriminar no topo da unidade, principalmente na região nordeste da faixa, metacherts ferríferos, localmente manganíferos, metacherts puros, bancos de clorita-talco xistos e anfibólio xistos. São também comuns fuchsita xistos e fuchsita quartzitos. Quartzitos grafitosos bandados e muitos finos, comumente aparecem como um horizonte contínuo em contato com o Grupo Araxá.

Na base da Formação predominam claramente os clorita xistos e clorita-quartzo xistos localmente granatíferos e raramente com cloritóide. Estas litologias formam camadas espessas transicionando, superior e lateralmente, para grafita xistos.

Uma série de dúvidas ainda persistem quando a reconstituição dos tipos litológicos primários presentes na Formação Ribeirão das Antas. Sabe-se que nesta unidade ocorre rochas vulvânicas originalmente ácidas e intermediárias, contudo seus horizontes não estão seguramente individualizados. Somente após concluirmos estudos de natureza petrológica, chegaremos à resolução deste problema.

Rochas Intrusivas

Há, pelo menos, duas suítes plutônicas distintas ao longo do *greenstone belt* de Crixás. Uma de caráter ácido, representada por pequenos corpos graníticos circulares posicionados em xistos grafitosos da Formação Ribeirão das Antas, a nordeste da cidade de Crixás. E outra de distribuição mais ampla de filiação máfico-ultramáfica alojada tanto nos domos siálicos como no próprio cortejo vulcano-sedimentar. Nos domos siálicos ocorrem diques de metagabro, as vezes *amebóides* ou corpos disformes como no córrego das Porteiras, próximo ao rio Vermelho. Normalmente são encontrados preenchendo falhamentos ou até mesmo fraturas mais significativas. Na porção norte do Domo Ribeirão das Antas chama atenção a colocação de um dique gabrítico bruscamente interrompido pela borda nordeste do *greenstone belt*.

As manifestações intrusivas ultramáficas são encontradas como pequenos diques embutidos nos domos siálicos e como diques e sills ao longo de toda a seqüência vulcano-sedimentar. São particularmente importantes na faixa leste da Formação Córrego Alagadinho, ocorrendo sob a forma de diques de piroxenito e olivina piroxenitos. Os corpos concordantes mostram composição peridotítica e dunítica. Ainda não foram

realizados estudos de detalhe que possam indicar processos de diferenciação. Contudo, observações texturais tem mostrado minerais cumulus e intercumulus sugestivos de cristalização fracionada.

Domos Siálicos

A configuração triangular do *greenstone belt* sugere se posicionamento entre três grandes domos, entretanto, somente podemos caracterizá-los a norte e leste da faixa, uma vez que em sua porção norte a cobertura metassedimentar discordante encobre a possível estrutura domática.

Embora nenhum estudo sistemático tenha sido realizado, as observações preliminares têm mostrado que, tanto os domos do Ribeirão das Antas e Caiamar (Danni e Ribeiro, 1978) apresentam composição variável entre grandiorítica e granítica com superimposição de paragênese metamórfica do fácies xisto verde.

Tanto o Domo do Ribeirão das Antas como o do Caiamar, mostram relações de posicionamento intrusivo com o *greenstone belt* de Crixás. Próximo ao contato as rochas siálicas mostram-se foliadas, às vezes migmatizadas. Na extremidade sul do *greenstone*, próximo a Auriverde, é comum ocorrer formas lobulares e apêndices ácidas imbutidas e interrompendo os derrames ultramáficos da Formação Córrego Alagadinho.

QUIMISMO DO VULCANISMO BÁSICO-ULTRABÁSICO

Neste item não pretendemos fazer considerações petrológicas aprofundadas para a suíte vulcânica do *greenstone belt* de Crixás, uma vez que acha-se em andamento um trabalho com tal finalidade. Com análises químicas das rochas ultrabásicas e básicas da Formação Córrego do Alagadinho e Formação Rio Vermelho, foi possível definir os derrames ultrabásicos peridotíticos, piroxeníticos e basálticos como componentes de uma suíte magnésiana com típicos termos komatiíticos, de acordo com a clássica definição de Viljoen e Viljoen (1969).

Preferimos considerar as rochas komatiíticas de Crixás como componentes de uma série magnésiana, adotando procedimento semelhante a Arndt et al., (1976), uma vez que os parâmetros químicos ($MgO > 9\%$; $K_2O + Na_2O < 0,5$ e $CaO/Al_2O_3 > 1,59$) utilizados por Viljoen e Viljoen (1969), têm se mostrado insuficientes e incapazes de caracterizar com segurança a natureza das frações vulcânicas dos *greenstone belts*, principalmente aqueles que mostram ação metamórfica regional.

As rochas ultramáficas de Crixás apresentam paragênese constituída fundamentalmente por tremolita, actinolita, clorita, serpentina e óxidos de ferro. Os diferenciados mais básicos são caracterizados pela presença de epidoto, calcita, albite e titanita sem qualquer vestígio da mineralogia primária. No campo, a separação das rochas komatiíticas só é possível nos termos ultramáficos, uma vez que são os únicos que possuem textura spinifex. Os peridotitos de Crixás mostram valores médios de MgO em torno de 28% e os piroxenitos em torno de 20%. Ambos os tipos mostram baixa razão de FeO/FeO + MgO, baixo TiO₂ e alta razão CaO/Al₂O₃.

Os diagramas $Al_2O_3 - FeO/FeO + MgO$ e $CaO - MgO - Al_2O_3$, caracterizam o fracionamento magmático da série básico-ultrabásica do córrego Alagadinho e do Rio Vermelho, como um *trend* de diferenciação contínuo, a partir de peridotitos, piroxenitos e basaltos, marcado pela cristalização precoce de olivina, seguida de clinopiroxênio e feldspatos. Os basaltos almofadados, situam-se em posição intermediária entre o

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

FIGURA-7 PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA S I E E I

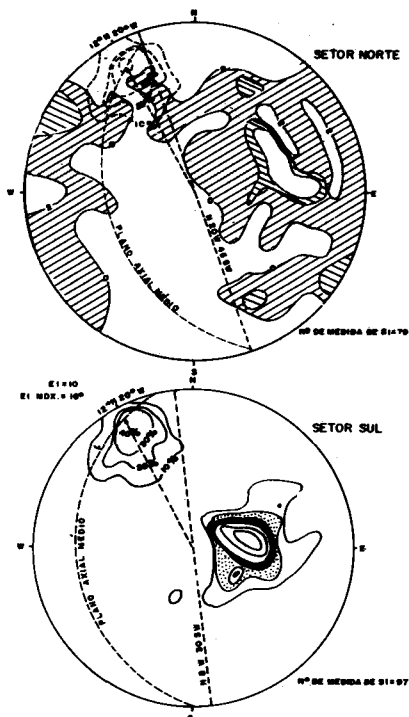


FIGURA-8 MINERALOGIA DO CONJUNTO VULCANO-SEDIMENTAR

	BÁSICAS		SEDIMENTOS			ULTRABÁSICAS	
	DIABÁSICO	LAVAS	DIABÁSICOS	PELITOS PLÁGIOCLÁSICO, CLORITA, CL. CL.	DIABÁSICO-CLÁSICO	PERIDOTÍTICO	PIROXENÍTICO
TREMOLITA-ACTINOLITA							
PLAGIOCLÁSIO							
QUARTZO							
EPIDOTO							
CLORITA							
CALCITA							
ROMBELEDA							
MINERAL DE TITÂNIO							
APATITA							
MUSCOVITA							
SILICITA							
CLORITÓIDE							
GRANADA							
SERPENTINA							
OLIVINA							
TALCO							
TIBICÃO							
TITANITA							

campo dos komatiitos e tholeiitos. Possuem teores médios $\text{mgO} \approx 8,0\%$ (baixo para típicos komatiitos) e $\text{TiO}_2 \approx 8,2$ (próximo do limite inferior dos tholeiitos).

TECTÔNICA

A principal feição tectônica da Faixa Crixás é representada por um grande sinclínrio triangular de flanco invertido, com vergência para leste e eixo grosseiramente orientado no sentido norte-sul, com caimento suave para norte. A aba oriental inflete-se, na porção norte, para leste, no sentido da Faixa Guarinos, com a qual deve-se unir. O mesmo acontece com a aba ocidental, que paulativamente verga-se para oeste e, posteriormente, para sudoeste, contornando o Domo Ribeirão das Antas. Este juntamente com o Domo do Caiamar, deformam e envolvem a Faixa Crixás. Tal configuração apresenta evidentes similaridades com o modelo estrutural proposto por Anhausser (1970), para a região de Barberton na África do Sul.

A principal orientação da faixa é marcada por eixos e foliações NW, resultantes da primeira fase de deformação em isoclinal recumbente (Fig. 7). Etapas tectônicas superimpostas são evidenciadas por eixos N40W e N20E de dobras em chevron e uma quarta fase de dobras suaves e abertas menos marcante com eixos N30E. Nas bordas da faixa vulcano-sedimentar, principalmente a noroeste, são encontrados dobramentos disarmônicos com dobras suaves de eixos verticais.

Os falhamentos que atingiram a região do *greenstone belt* de Crixás distribuem-se em três direções principais, NS, N45–60E e N30–40W, os quais atingiram com intensidades variáveis todos os tipos litológicos da seqüência. As direções de foliação do embasamento são, predominantemente, N20W, exceto na porção média do Domo Ribeirão das Antas, onde observam-se lineações bem nítidas em imagens de radar, de

direção N30E aproximadamente.

A principal fase de deformação foi acompanhada por metamorfismo regional do fácies xisto verde, com as seguintes paragêneses características (Fig. 8). As rochas ultrabásicas foram transformadas em uma série de xistos constituídos por tremolita, actinolita, talco e serpentina. Os metabasaltos mostram típica associação de albita-actinolita-clorita-clinozoisita. Os pelitos foram transformados em clorita-quartzo-muscovita e cloritóide-clorita-quartzo xistos. A presença de cloritóide pode sugerir que os processos metamórficos desenvolveram-se segundo um gradiente geotérmico análogo à série Barrowiana.

IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS

As implicações geotectônicas advindas da caracterização dos complexos vulcano-sedimentares arqueanos no Estado de Goiás, podem ser ilustradas a partir de duas observações: a) Parte do que foi considerado como os estratos vulcânicos basais pertencentes ao Grupo Araxá (fase vulcânica inicial, segundo uma concepção de evolução geossinclinal), são, na verdade, derrames peridotíticos, piroxeníticos e basálticos, correspondentes aos *greenstone*; b) O Complexo Basal, tido como sendo constituído por heterogênea seqüência litológica de alto grau metamórfico (Almeida, 1968), incluindo vários tipos de gnaisses, anfibolitos, migmatitos, granitos, complexos básico-ultrabásicos e granulitos, passa agora a englobar faixas ou cinturões de rochas vulcânicas, ultrabásicas e básicas, com estratos sedimentares químicos metamorfisados no fácies xisto verde.

Os modelos de estruturação geotectônica, vigentes para o Grupo Araxá, pressupõem a presença de um compartimento definido, onde ocorreram preferencialmente os processos magmáticos, sob a forma de corpos vulcânicos ou residuais. Contudo, a individualização do vulcanismo arqueano (*greens-*

tone belt) separando-o das rochas cartografadas como Grupo Araxá, descaracteriza e restringe parte do magmatismo desta última seqüência, tal como foi originalmente definido, além de questionar uma evolução tipicamente alpina para o Grupo Araxá.

A preservação das faixas de *greenstone belt* inseridas em porções do Maciço Central Goiano, confirmam que sua evolução teria se iniciado no Arqueano, com feições de um típico núcleo cratônico. As características locais envolvendo os aspectos tectônicos e litológicos, assim como as relações entre os terrenos granítico-gnaíssicos e *greenstone belt* do Estado de Goiás, são similares às que se observam no Craton da Rodésia, embora, regionalmente, o atual posicionamento geotectônico do Maciço Central Goiano seja diferente.

Durante o Proterozóico Inferior esta porção cratônica (Complexo Basal Goiano) e seus remanescentes supracrustais (faixas vulcano-sedimentares), foram submetidos a enérgicas reorientações tectônicas, com estabelecimento de *straight belts*, migmatização esporádica, reaquecimento térmico e fases superimpostas de metamorfismo regional, típicos de uma estruturação *mobile belt*, no sentido empregado por Anhaeuser, et al., (1969).

O estabelecimento dos limites entre as faixas tectonicamente ativas e os blocos cratônicos estáveis, não constituem mero exercício acadêmico, pelo contrário, torna-se imperioso na real análise dos nossos recursos minerais. Neste contexto, é lamentável que o Complexo Basal, detentor da quase totalidade das ocorrências e minas no Estado de Goiás, esteja ainda totalmente desconhecida do ponto de vista geológico. O estudo detalhado das faixas vulcano-sedimentares nele inseridas, constitui a nosso ver, as primeiras etapas desta grande tarefa, que sem dúvida alguma trará a indicação de sítios potencialmente favoráveis em mineralização de ouro, cobre-níquel e cromo.

AGRADECIMENTOS: Este trabalho constitui uma reinterpretação dos dados obtidos na campanha de prospecção mineral empreendida pela METAGO S/A. Somos profundamente gratos à direção técnica da empresa, na pessoa do geólogo Wanderlino Teixeira de Carvalho, pela compreensão, quanto a importância da divulgação do conhecimento geológico do Estado de Goiás. É extensivo a todos os colegas, especialmente a Wilson Ribeiro Filho e Maria Celene B. Ferreira.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de 1968 – Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *An Acad. Bras. Ciênc.*, 40 (suplemento) : 285-295, Rio de Janeiro.
- ANHAUESSER, C. R.; MASON, R.; VILJOEN, M. I., VILJOEN, R. P. – 1969 – A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology., *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 2175-2200.
- ANHAUESSER, C. R. – 1970 – The geological evolution of the primitive earth: evidence from the Barberton Mountain Land; *Ec. Geol. Res. Unit. Inf. circ. n. 72* Univ. Witwatersrand.
- ARNDT, N. T.; NALDRETT, A. J. and PYKE, D. R. – 1977 – Komatiitic and Iron rich tholeiitic lavas of Munro Township northeast Ontario. *Journal of Petrology*, 18, pp. 319-369.
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M. B., DYER, R. C.; BRAUN, O.P.G. COTTA, J. C. – 1969 – *Geologia e Inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília* – Rio de Janeiro Prospec/DNPM, 255p. (inédito).
- DANNI, J. C. M. e RIBEIRO, C. C. – 1978 – Caracterização estratigráfica da Seqüência Vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás – XXX Congr. Bras. Geol. Anais pp. 582-596 – RECIFE-Pe.
- DANNI, J. C. M. e FUCK, R. A. 1979 – A compartimentação Tectono-Estratigráfica do Embasamento das Faixas dobradas da Margem do Craton São Francisco e de suas Faixas Marginais. *Soc. Bras. Geol.*, Salvador-BA.
- GEBRIN, E. – 1977 – “Projeto Araxá, Relatório de Etapa”, Metais de Goiás S/A – METAGO, Goiânia, Goiás (inédito).
- MACGREGOR, A. N. – 1951 – Some limestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 54, pp. 27-66.
- PYKE, D. R.; NALDRETT, A. J. e ECKSTRAND, A. R. – 1973 – Archean Ultramafic flows in Munro Township, Ontário, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 955-978.
- RIBEIRO, F^o, et al. – 1978 – *Projeto Geologia da Região de Pilar – Mara Rosa* – DNPM/CPRM, GOIÂNIA (GO).
- SABOIA, L. A. – 1979 – Os “greenstone belts” de Crixás e Goiás-GO. *Soc. Bras. de Geol. Núcleo Centro-Oeste*, Bol. Inf. n. 9, pp. 44-72.
- SABOIA, L. A. e TEIXEIRA, N. A. – 1979 – *Lavas ultrabásicas no “greenstone belt” Crixás, uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás* (no prelo).
- SCHOBENHAUS F^o, et al., 1975 – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiânia*. MME/DNPM, Brasília, 3 vol. 3 map.
- TEIXEIRA, N. A.; SABOIA, L. A., MARIA CELENE, B. F.; TEIXEIRA, A. J. e JOSÉ HENRIQUE G. C. – 1980 – *Estruturas e Texturas das Lavas Ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil*. (no prelo).
- VILJOEN, R. P. e VILJOEN, M. J. – 1969 – The geology and geochemistry of the Lower ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new classification of igneous rock. – *Geol. Soc. South Africa spec. publ.*, 2, 24-85.

CONSIDERAÇÕES SOBRE O “CRATON DO PARAMIRIM” E INDICAÇÃO DE UM MODELO DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA AMÉRICA DO SUL, COM BASE NA ACREÇÃO CONTINENTAL

U. G. Cordani
CPGeo/IG.USP

Ainda sob o impacto do trabalho apresentado pelo Prof. Fernando de Almeida, a respeito do craton do Paramirim, gostaria de acrescentar alguns comentários àqueles efetuados por mim, durante a discussão do mencionado trabalho. De início, quero ressaltar que considero-me discípulo do Prof. Almeida, e que a ele muito devo de minha própria formação em geotectônica. Considero o trabalho “Origem e Evolução da Plataforma Brasileira”, por ele elaborado em 1967(1), como a base para qualquer estudo no Precambriano da América do Sul, e respeito do mesmo modo toda a sua considerável produção científica.

Por causa da estatura científica relevante do Prof. Fernando de Almeida, tenho receio que o craton do Paramirim venha a ter uma repercussão, na comunidade científica brasileira, muito maior do que me pareceria cabível. Os comentários efetuados a seguir vão no sentido de alertar a respeito dos pontos fracos do modelo proposto, e oferecer eventualmente uma explicação alternativa, em termos de evolução geológica pré-Cambriana.

A idéia de uma região cratônica muito extensa estabilizada após o Ciclo Jequié (cerca de 2.700 Ma), no fim do Arqueano, e afetada por diversos eventos tectonomagmáticos, recorrentes durante todo o Precambriano, enquadra-se num modelo evolutivo “fixista”. Alguns autores (2), (3) admitem que a quase totalidade do material que constitui a crosta do tipo continental seria formada em épocas muito antigas, teria coberto extensões de tamanho continental na superfície do globo, e teria sido destruída e regenerada em episódios “orogênicos” sucessivos.

De início quero apresentar minhas restrições em relação à utilização de um modelo fixista, pelos seus próprios problemas intrínsecos, visto que não há qualquer motivo para imaginar que mecanismos similares aos que hoje constituem a tectônica de placas não tenham ocorrido em épocas anteriores ao Fanerozóico. As rochas, de qualquer idade, são formadas pelos mesmos processos petrológicos, que dependem das condições de P e T do ambiente de formação, e que atuam sobre compostos químicos (silicatos) similares. Além disso, as principais fontes da energia interna da Terra (calor residual, calor associado às desintegrações radioativas) eram mais intensas, no início da história geológica do nosso planeta. de modo que a lógica indica que os movimentos convectivos da época deveriam ter sido mais rápidos, e as “placas litosféricas” teriam sido menores e menos espessas (4).

Em adição, existem argumentos baseados nas evidências isotópicas, principalmente de Se, Pb e recentemente Nd, apresentadas pelos materiais crustais, de que a acreção de material crustal a partir do manto, durante todo o tempo geológico, é um processo principal de diferenciação geoquímica, real e irreversível (5), (6).

Entretanto, acredito que um “craton do Paramirim”, tal como foi definido pelo Prof. Fernando de Almeida, não se

justifica mesmo se foram examinados tão somente os aspectos menos filosóficos e mais práticos, relacionados com as evidências petrológicas/geofísicas/geocronológicas associadas à própria caracterização dos limites daquela suposta unidade cratônica do fim do Arqueano. Por exemplo, considerando as regiões granulíticas como “traçadoras” de faixas móveis, segundo o critério utilizado na África do Sul (7), o craton do Paramirim seria delimitado a leste pelos granulitos do Complexo de Jequié, e a oeste e sudoeste pelos granulitos de Goiás e do Sul de Minas Gerais. Mas como ficariam as áreas de rochas similares que ocorrem bem no interior da suposta unidade cratônica, como por exemplo as do “Complexo de Santa Izabel”?

Assim como o posicionamento puro e simples das rochas granulíticas cria problemas para o modelo, poderia discutir aqui quaisquer dos outros critérios utilizados na delimitação do craton do Paramirim, como a assinatura gravimétrica em certos trechos, alguns lineamentos principais em outros, algumas ocorrências de rochas ultramáficas, etc. Entretanto, procurarei me ater apenas ao padrão geocronológico, um dos pontos essenciais do modelo do Prof. Almeida, em que datações essencialmente arqueanas apareceriam no interior do craton do Paramirim, e datações mais novas nas faixas móveis a ele vizinhas.

O professor Almeida já citou uma série de datações que ocorrem na área do craton que só posso endossar; evidentemente são arqueanos muitos daqueles *greenstones* e daquelas rochas graníticas que foram mencionadas, e provavelmente durante este simpósio veremos outros exemplos em que aparecem idades de 2.7 Ma. Entretanto, há idades arqueanas em vários lugares fora da região do craton do Paramirim que estariam em desacordo com o modelo. Em desacordo em termos, porque sempre existe a escapatória de considerar tais áreas arqueanas como blocos retrabalhados dentro de faixas móveis. Porém, quando se trata de *greenstone belts*, como por exemplo o de Crixás, é muito difícil imaginar que possa ter sido embasamento de faixa móvel, visto que em grande parte apresenta metamorfismo de facies xisto verde.

Além disso, existem muitas áreas arqueanas, como já citada de Crixás, situadas fora do “craton do Paramirim” (8). Em Rubiataba, pouco mais ao sul, existem rochas graníticas arqueanas; existem os granulitos do Complexo de Jequié, e os de Juiz de Fora, situados fora da faixa do Paramirim (9); existem as estruturas de Colmeia, Lontras e Xambioá, situadas mais para o norte, mas também fora do “craton do Paramirim” (8), existem algumas rochas do complexo de Caicó no nordeste, como os migmatitos de São Vicente, com idade arqueana, e muitas outras mais. Todas estas rochas arqueanas, que na verdade circundam a região definida como cratônica no fim do Arqueano, deixam em dúvida o posicionamento dos seus limites.

Pelo exposto, conclui-se que o suposto craton do Paramirim está rodeado por muitas áreas com datações arqueanas, como as que acabo de mencionar, cujo padrão geocronológico não é diferente daquele evidenciado pelas rochas arqueanas situadas no interior da região cratônica. Além disso, o craton Amazônico encontra-se pouco mais a oeste, com datações arqueanas em seu núcleo central, por exemplo em Tapirapés, ou Inajá. Desta forma, utilizando-se a mesma filosofia fixista, mas num raciocínio lógico mais coerente, porque não imaginar uma grande unidade cratônica no Arqueano, juntando todas as evidências de idades arqueanas numa única região, que seria então formada por crosta tectonicamente estável, de tipo continental? Resultaria uma entidade cratônica do tamanho da "Plataforma Brasileira", ou até do próprio continente sul-americano.

O segundo tipo de evidência geocronológica que contraria um suposto Craton do Paramirim tal como foi definido é a existência de faixas móveis dentro da unidade. Neste aspecto, as faixas móveis mais conspícuas são as de idade brasileira, mas dentro da hipótese do doutor Fernando de Almeida, as faixas móveis brasileiras teriam ocupado, realmente, as partes marginais do cráton do Paramirim. Entretanto, existem regiões com significação geológica semelhante, ou seja rochas graníticas formadas durante épocas posteriores ao arqueano, das quais a região de Correntina, cuja idade é Transamazônica, talvez seja aquela mais interna, dentro do craton. E vejamos bem, dentro do "craton do Paramirim" as exposições que se têm no embasamento são muito poucas, e em geral pequenas; quem garante que não haja granulitos no embasamento do Grupo Bambuí, debaixo da faixa Araçuaí, ou da faixa Brasília? Quando ocorre embasamento aflorante, em parte ele é granulítico, como na região do Complexo de Santa Izabel, e tais rochas granulíticas, na verdade estão muito longe da faixa Móvel Costeira, que o Professor Almeida menciona como uma faixa móvel marginal. Elas estão dentro, sobre a região cratônica; então, realmente, não vejo razões para se ter um "craton Arqueano", cujos limites podem eventualmente separar províncias tectônicas, mas a meu ver não demarcam uma área arqueana que seja diferente das demais.

É a esse tipo de conclusão a que cheguei durante a palestra do professor Almeida; na verdade minhas contestações se referem às evidências que mencionei, que são puramente científicas, e meus argumentos não têm absolutamente nada de pessoal com relação à figura do professor Fernando, que admiro demais.

Vejamos um modelo alternativo, para a evolução geológica da crosta continental, que prende-se ao conceito de "Província Tectônica", tal como tem sido utilizado em todos os outros continentes. Nós ouviremos o professor Goodwin falar sobre isso, neste simpósio. Além disso, podem ser consultados a respeito os trabalhos de Rutland (10) na Austrália; ou os de Cahen e Snelling (11) sobre a África Equatorial. O modelo em que há destruição de uma crosta antiga, como sugerido por Kroner (3), está baseado numa porção de evidências, mas uma das principais é uma evidência paleomagnética da possível persistência espacial relativa de regiões antigas, num mesmo continente. Cabe frisar que tais estudos altamente inseguros quanto às medidas, e quanto à estratigrafia das rochas analisadas. O modelo de Kroner, em verdade, não rejeita a possibilidade de uma acreção de material e isso teve a oportunidade de falar pessoalmente com ele; só que ele admite uma acreção preponderantemente vertical, em vez de uma acreção lateral, ou seja, uma adição de

material nas faixas móveis por aumento na espessura de crosta, pela entrada de materiais magmáticos para a crosta, sobre ou dentro das faixas móveis. Existe também uma acreção lateral dos continentes, do tipo "onion skin", como tem sido caracterizada na América do Norte (12), e que, embora seja em muitos aspectos passível de crítica, vale num contexto geral, ou seja, embora os cinturões do Pré-cambriano sejam em parte ensílicos, eles também acarretam uma extensão das áreas cratônicas antigas. É esse tipo de modelo de evolução continental, por acreção, que pretendo defender no pouco tempo que me resta. Tentarei colocar as idéias básicas do modelo, que apresento como alternativa, não só para a região do São Francisco, mas, evidentemente, para todo o continente sul-americano. Na verdade não há qualquer novidade, e se o modelo pode funcionar para a África, a Austrália, ou para o Canadá, por que não poderia ser aplicado também para a América do Sul?

Ao observar os padrões atuais de geodinâmica, no contexto da tectônica global, vamos ver que grande parte do material que forma a crosta de tipo continental origina-se em processo de diferenciação manto/crosta, passando por um estágio de crosta oceânica. A diferenciação ocorre por meio de transformações em zonas de subdução, nos cinturões orogênicos modernos (chamem-nos de geossinclíneos, arcos de ilha, arcos magmáticos, os nomes realmente não importam) passando-se de crosta oceânica basáltica para crosta continental, num processo de diferenciação unidirecional. Constitui um problema aberto se esse processo, que implica numa tectônica de placas com movimentos horizontais, pode ser extrapolado para o passado, e até onde. Até o Fanerozóico existe quase segurança; no Pré-cambriano Superior existe muita analogia; daí para trás as comparações ficam mais difíceis, mas, no entanto, não há razões lógicas para se pensar que os processos antigos de diferenciação tenham sido muito diferentes.

Os estudos efetuados com isótopos de estrôncio mostram o crescimento da razão Sr^{87}/Sr^{86} com o tempo, nos materiais geológicos, e tais evidências são as mais importantes para caracterizar os processos de acreção continental. A figura 1,

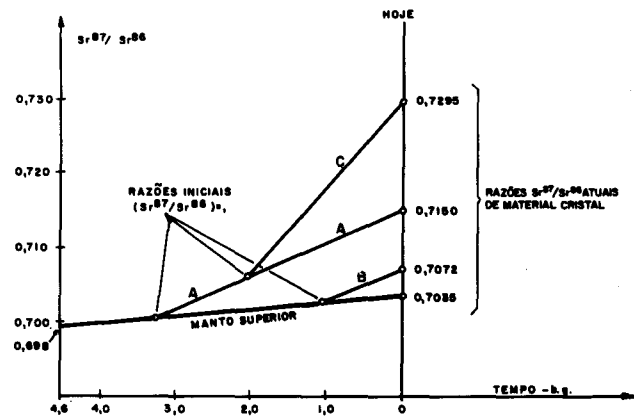


Figura 1 - Diagrama de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico, em materiais da crosta terrestre. A linha evolutiva A representa uma rocha formada no Arqueano (3, 2 b.a.), por diferenciação do manto e incorporação à crosta continental, com razão Rb/Sr maior do que a de sua fonte. A linha evolutiva B representa uma rocha formada no final do Precambriano (1,0 b.a.), nas mesmas condições do caso anterior. A linha evolutiva C refere-se ao caso de uma rocha formada no Precambriano Médio (2,0 b.a.), a partir de regeneração de material crustal (fusão parcial da crosta continental, por exemplo), com ulterior diferenciação geoquímica e aumento na relação Rb/Sr.

adaptada de Brito Neves et alii (13), apresenta o diagrama da evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} , podendo ser verificado que os sistemas terrestres apresentaram valores próximos de 0,698 no início, e o manto atual situa-se próximo de 0,7035. O incremento, ao longo dos 4,5 bilhões de anos da história da Terra é pequeno (cerca de 5 unidades em 700), e reflete a baixa relação Rb/Sr do material do manto, da ordem de 0,025.

Na crosta continental, os processos de diferenciação geoquímica favorecem o enriquecimento de Rb em relação ao Sr, levando os valores da relação Rb/Sr para cerca de 0,2. Neste caso, o material crustal apresenta evoluções da razão Sr^{87}/Sr^{86} , muito mais rápidas, como mostra a figura 1.

Se tivermos uma crosta fundamentalmente arqueana, e regenerada várias vezes por reciclagem do mesmo material em faixas móveis sucessivas, como na idéia da “destruição” de crosta de Kroner (3), ou na que acabamos de imaginar, de um grande craton ocupando todo o continente sul-americano, as regiões iniciais das rochas graníticas formadas sucessivamente se afastariam cada vez mais da linha de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} característica do manto, e os valores atuais seriam, em média, da ordem de 0,73, ou até mais elevados. Evoluções deste tipo ocorrem em alguns casos, como por exemplo poderia mencionar o caso do próprio Complexo de Jequié, no qual muitos granulitos de 2.700 Ma. apresentam razão inicial da ordem de 0,710 (14), ou de granitos da Rondônia, formados há cerca de 1.200 Ma., cujas razões iniciais são da ordem de 0,725 (15).

Entretanto, se verificarmos o que acontece com a grande maioria das rochas graníticas e gnáissicas situadas em *mobile belts* de qualquer idade, desde arqueana ou transamazônica até alpina e recente, vamos situar as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} , em sua grande maioria, perto da linha que configura a evolução do material do manto. Não abaixo, evidentemente, mas próximo dela, o que implica, a meu ver, de uma maneira infosismável, que o processo de acreção do material continental, em cada época sucessiva, predomina sobre o processo de retrabalhamento de material pré-existente, na própria crosta.

Cabe frisar também que, uma vez formada, a crosta granítica de tipo continental não é reincorporada no manto, devido à sua densidade, e à própria natureza do material; sempre que este tende a descer, por exemplo numa zona de subducção, quase em seguida volta à superfície sob a forma de magma, em arcos de ilha ou estruturas congêneres que existem adjacentes às zonas de subducção.

Na história geológica de cada continente, os principais processos formadores da crosta granítica “continental”, esse tipo de crosta a que estou me referindo, podem ser situados no tempo e no espaço, vejam bem, no tempo e no espaço, pelo exame das rochas do substrato em seus aspectos petrológicos, estruturais e geocronológicos. Nesse esquema – vejam que é um esquema na escala maior do planeta – as unidades de crescimento e adição de crosta continental podem ser consideradas como sendo essas sucessivas faixas móveis, com o termo sendo empregado em seu sentido mais amplo. Essas faixas móveis, de qualquer idade, hoje em dia se apresentam na superfície dos continentes simplesmente com suas infra-estruturas expostas, pois o que havia em cima já foi erodido. Desta forma, é possível estudar as infra-estruturas dos cinturões orogênicos, ou de unidades geotectônicas análogas (o nome realmente, é o que menos importa), que indicam condições ambientais de metamorfismo regional de facies anfibo-

lito; nestes ambientes se formam os granitos e rochas afins. Se havia supra-estruturas, ou seja conjunto de rochas formadas em grau de metamorfismo mais baixo, elas já desapareceram, pois na maioria dos casos foram erodidas logo após a formação da faixa móvel. Formam-se cadeias montanhosas, e a denudação subsequente ao levantamento, causado pela compensação isostática que regula a espessura da crosta entre 30 e 35 quilômetros, provoca o desaparecimento total ou quase da supra-estrutura. Quer dizer, há faixas móveis em que os restos da supra-estrutura são ainda observáveis.

O conjunto de processos que dá origem a uma faixa móvel, em geral, é limitado no tempo a uma duração de 200 a 300 milhões de anos; é claro que isso depende da dinâmica interna da Terra, da convecção do manto. Todos sabem que o que ocorre na litosfera é produto da geodinâmica do manto, e são os movimentos de convecção, que significam a transferência de material entre diversas regiões do manto, que produzem as deformações litosféricas; esse conhecimento é o resultado mais importante dos programas internacionais recentes: do Manto Superior e de Geodinâmica. São os processos convectivos que, enquanto duram, provocam o aparecimento e a evolução das faixas móveis, e a duração deles é limitada. Se os sistemas convectivos sempre foram similares aos que hoje ocorrem, é outra história, mas aqui também, não vejo porque imaginar sistemas diferentes no manto de antigamente em relação ao manto de hoje.

Os ambientes superficiais da Terra foram comprovadamente diferentes. No início não havia atmosfera como a de hoje; por exemplo, só apareceu oxigênio na atmosfera a partir de uma certa época, o que indica que o ambiente sedimentar do Arqueano tinha que ser diferente do ambiente de hoje. Imagino também diferenças nas particularidades geoquímicas, visto que os komatiitos são diferentes dos magmas basálticos de hoje, e é lógico supor que o manto era menos diferenciado no Arqueano do que hoje em dia. Entretanto, num ambiente físico de pressão e temperatura, como o que ocorre no interior de faixas móveis, por que vamos imaginar condições físicas diferentes no Arqueano em relação às de hoje? Os ambientes TP são os mesmos, o material original das rochas formadas é similar, sendo sempre silicatos; ou seja, qualquer que tenha sido o material inicial, se tinha mais ou menos sódio, ou potássio, o conteúdo global é muito parecido; não há motivo para imaginar que tenham se formado granitos, gnaiesses e migmatitos de uma maneira muito diferente no Arqueano, no Proterozóico todo, ou nos cinturões alpinos modernos. Os processos petrológicos são exatamente os mesmos; os campos de stress, ativos durante a implantação de faixas móveis, de qualquer idade, condicionam características estruturais coerentes durante todo o tempo de duração, e em toda a extensão de tais unidades. Dessa forma são constituídas províncias tectônicas que são coerentes na estrutura, são coerentes em sua petrologia, e têm que ser coerentes, é claro, na geocronologia. Neste particular é que a geocronologia dá o tempo em que se formaram esses tipos de rochas que podem ser definidas, *senso lato*, como as rochas graníticas formadoras da crosta continental.

Ao mesmo tempo vem então algo muito importante, que tem sido esquecido por muitos pesquisadores; desde que os ambientes termodinâmicos, e portanto, os processos petrogenéticos, são similares, nas faixas móveis, províncias diferentes de qualquer idade podem incluir litologias idênticas, principalmente gnaiesses, migmatitos, granitos. Dessa forma, como

corolário, posso concluir que não é possível solucionar os vários problemas de evolução tectônica em escala continental, vejam bem, em escala continental, com base em correlações puramente litológicas. A geocronologia é uma ferramenta essencial, e não pode deixar de ser utilizada em regiões de Pré-cambriano, mormente sabendo-se que essas áreas são extremamente complexas, e suas rochas são afetadas por processos, por vezes simultâneos, de geoquímica convergente e divergente.

Para melhor exemplificar o que se entende como evolução continental, segundo modelo de acreção mais ou menos continuada, no tempo geológico, vamos dar uma olhada para o pré-cambriano da América do Sul, e ver o que acontece com a sua crosta continental. Admito que sua evolução tenha sido episódica, em processos de acreção sucessivos. Esta evolução pode ser subdividida em estágios temporais, durante os quais formaram-se uma ou mais províncias tectônicas; nesse caso, a denominação de província tectônica é empregada como sinônimo de faixa móvel, ou de província geocronológica, como quiserem, desde que trata-se de fenômenos e/ou unidades geotectônicas associadas no tempo e no espaço. A delimitação entre tais províncias só pode ser estabelecida através de um estudo completo em que entrem dados petrológicos, estruturais e geocronológicos. E a geocronologia pode ir além, definindo o período do tempo relativamente restrito em que ocorreram os vários episódios de deformação e de magmatismo em cada província. Ao que parece, na América do Sul, não ocorre superposição de histórias orogênicas em províncias diferentes, contíguas; em todos os casos, são definidos segmentos diferentes de crosta, que possuem histórias evolutivas que não se superpõem no tempo, e portanto, os limites de cada província podem ser definidos de uma maneira relativamente clara.

Para descrever a evolução crustal da parte oriental da Plataforma Brasileira, é suficiente uma vista de olhos à figura 2, extraída e adaptada de Cordani (16). Nela verifica-se a extensão em que os episódios tecto-orogênicos do Ciclo Brasiliano afetaram toda a região, num flagrante contraste com a parte amazônica, em que praticamente não há observações de fenômenos atribuíveis ao final do Pré-cambriano. Esta figura mostra as províncias tectônicas de idade brasiliana, que a meu ver são cinturões móveis que se superpõem à crosta continental — pré-existente (ou seja, cinturões pelo menos em parte ensialícos) ou então evoluíram de modo ensimático, sem qualquer associação com crosta continental anterior. É evidente que é muito difícil e sempre subjetivo o ato de separar estes dois domínios, sendo quase impossível nas regiões onde há coberturas muito grandes, como na faixa Araçuaí, ou na faixa Brasília. Acredito que, no caso das províncias brasilianas, parte delas é ensialíca e parte é produto de acreção, tanto lateral, como vertical.

A figura 3 apresenta a evolução do craton Amazônico, segundo Cordani et al (15). Para os mencionados autores, o craton Amazônico pode ser subdividido de uma maneira claríssima em pelo menos três províncias estruturais (ou geocronológicas, ou geotectônicas) que se formaram em épocas diferentes, e que ocupam espaços diferentes, sendo denominadas: Maroni-Itacaiunas, Juruena-Rio Negro e Rondoniana.

Quais são as características distintivas, diagnósticas para tais províncias? São as idades das faixas móveis, representadas pelas rochas graníticas, gnáissicas e migmáticas do seu

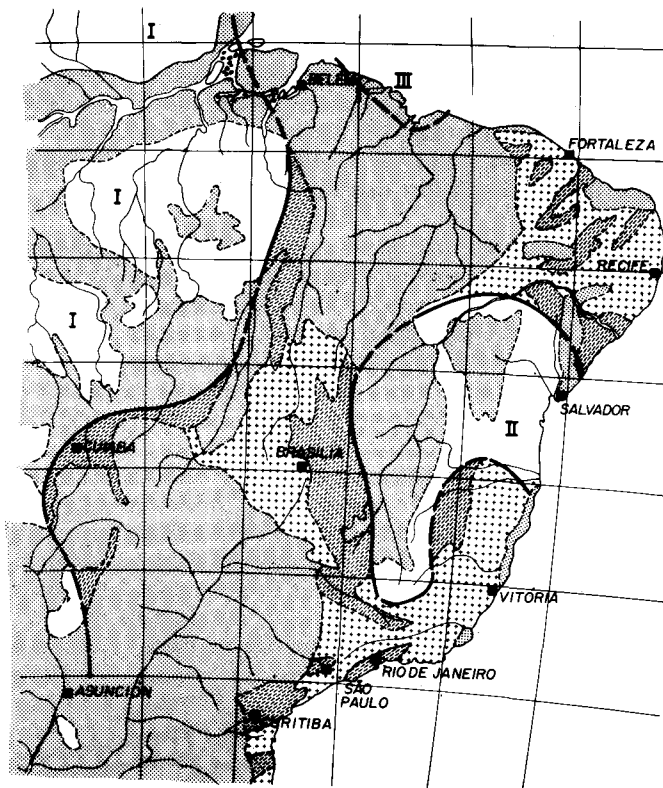
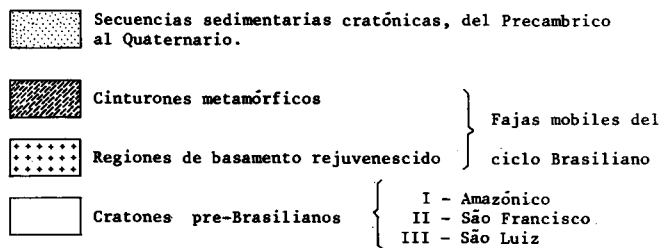


FIGURA 2

SITUACION GEOTECTONICA DE LA PARTE ORIENTAL DE LA PLATAFORMA BRASILEIRA EN EL FINAL DEL PRECAMBRICO



substrato. Se formos ao chamado "embasamento" da província Rondoniana, no "embasamento" da província Maroni-Itacaiunas, e no "embasamento" da província Juruena-Rio Negro, vamos encontrar litologias muito parecidas: gnaisses, granitos, migmatitos e outras relacionadas. Trata-se de associações em fácies anfíbolito de metamorfismo regional, como cabe em qualquer infra-estrutura de faixa móvel que se respeite. As direções estruturais também são similares, são em geral coerentes dentro de cada uma das províncias, mas na verdade apresentam coerência em nível do próprio craton Amazônico. Entretanto, se formos observar os diagramas isocronicos das centenas de datações efetuadas pelo CPGeo-USP em convênio com o projeto Radam, na Amazônia, verificaremos que em cada uma dessas faixas móveis existem dezenas de datações, todas elas levando ao mesmo resultado coerente e característico de cada província. A coerência interna do padrão geocronológico é absoluta em termos da província-Maroni-Itacaiunas, que é Transamazônica; no caso da província Juruena-Rio Negro, a geocronologia indica a sua evolução entre 1.750 e cerca de 1.500 m.a., e finalmente, a faixa móvel Rondoniana, com datações entre 1.400

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

e 1.100 m.a. é a primeira e a única até o presente, na América do Sul, que pode ser caracterizada como pertencente ao “Ciclo Uruçuano”, tal como foi definido pelo Prof. Almeida, cuja evolução é contemporânea, por exemplo, à do Ciclo Kibariano, na África, ou à Província Grenville, na América do Norte.

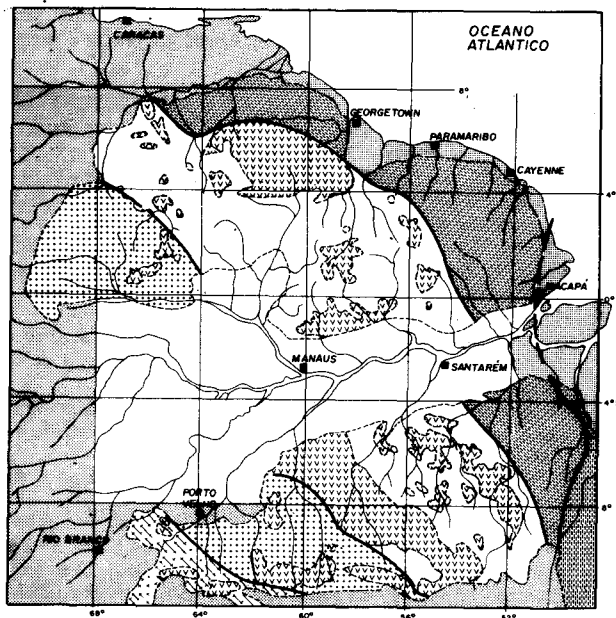



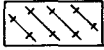





FIGURA 3 – PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS Y GEOCRONOLÓGICAS DE LA REGION AMAZONICA

 Secuencias sedimentarias del Fanerozóico
 Secuencias vulcano-sedimentarias del Precámbrico

Provincias geocronológicas del Craton Amazónico

 Paraguay - Araguaia (450 - 700m.a.)
 Rondoniana (1100 - 1400m.a.)
 Rio Negro - Juruena (1450 - 1750m.a.)
 Maroni - Itacaiunas (1800 - 2100m.a.)
 Amazonia Central (>2100m.a.)

Com relação à província Amazônica Central, toda a crosta está sendo considerada como pré-transamazônica, porque as vergências das rochas do cinturão transamazônico, e, além disso, as seqüências Surumu-Roraima sobre ela, sugerem seu caráter pré-Transamazônico. As evidências geocronológicas diretas, em verdade, são poucas, e isto pode ser explicado de uma maneira relativamente simplista, se imaginarmos a intensidade de fenômenos vulcânicos que estendem-se em toda a província. Trata-se de vulcanismo posterior, de caráter cratogênico, e mais ainda, associado a grande número de granitos anorogênicos que cortam toda a região. Os geólogos do Radam (17) (18), que andaram sobre os granitos

Mapuera, Surucucu, e similares, podem atestar a grande expressão e influência dessas rochas, cujas idades são do Proterozóico Médio, sobre a província da Amazônia Central. Apesar disso, já foram obtidas idades pré-transamazônicas em vários lugares, como na serra do Tapirapé (19), ou na região do Inajá (20), onde existem rochas de 2.5 m.a. e 2.4 m.a. que não são claramente arqueanas, mas são de fato pré-transamazônicas, e cujo significado tectônico é ainda incerto.

Os dados geocronológicos relativos ao Pré-cambriano da América do Sul mostram, ao meu ver inequivocamente, que a evolução da crosta continental, neste continente também, do mesmo modo que na Austrália, na África ou no Canadá, pode ser descrita pela sucessiva evolução de faixas móveis, no tempo geológico. Mais ainda, se houvessem determinações isotópicas de Pb e de Nd, em adição às de Sr, seria possível dizer até que ponto determinadas rochas graníticas/gnáissicas das faixas móveis teriam sido formadas durante os próprios episódios evolutivos das unidades, ou representariam embasamento retrabalhado, em situação ensialica.

Para terminar, queria colocar alguns comentários de caráter mais filosófico, que devem ser encarados como opiniões puramente pessoais. Dizem respeito ao grau de aceitação tácita, em nossos meios geológicos, das idéias da “escola soviética”, e dos trabalhos que podem ser classificados como da “geotectônica clássica”, e que se prendem aos modelos de evolução crustal em geral fixistas de Belousov, Bogdanov, Salop, Muratov, e muitos outros. São pesquisadores que não pretendem contestar, evidentemente não me caberia tal pretensão, visto que seus modelos são obviamente científicos, são extremamente válidos e estimulantes, e como tais tem que ser levados em conta seriamente. Entretanto, acredito que em nosso país, cujo território é quase tão grande, e tão “continental” quanto a União Soviética, estejam sendo superestimados, ou utilizados como “verdades geotectônicas absolutas”.

Nesta oportunidade, gostaria de enfatizar que os avanços incríveis do conhecimento geológico que ocorreram nos últimos anos devem-se aos pesquisadores do ocidente. O modelo de tectônica de placas é sem dúvida a maior revolução ocorrida nas geociências, talvez em toda a sua história; e este progresso sem dúvida se deve aos americanos, aos ingleses, afinal aos cientistas do mundo ocidental. A evolução arqueana, com a caracterização dos *greenstone belts*, o aparecimento das idéias sobre uma atmosfera diferente no início da história geológica da Terra, etc., são devidos aos sulafricanos, aos canadenses, aos alemães, aos belgas, aos franceses, e não aos soviéticos. As interpretações que utilizam a geoquímica dos isótopos: as idéias de Hart, Wasserburg, Hurley, Moorbath, e muitos outros sobre a evolução do manto e da Terra como um todo, são resultados das pesquisas do ocidente.

Os soviéticos apenas recentemente despertaram para a tectônica de placas, e para a realidade que são os grandes movimentos horizontais, nas camadas superficiais do planeta, com um atraso de mais de uma década. Com relação à geoquímica, e à geocronologia, são notórias as lamentações dos que trabalham nos laboratórios da U.S.S.R. com relação à metodologia, aos equipamentos e com relação inclusive aos modelos “científicos” que têm que ser prestigiados. No meu entendimento, toda a colocação da geologia brasileira dentro do modelo tectônico clássico da escola soviética tem que ser revista. Nós, geólogos brasileiros, ainda perma-

necemos sob o impacto muito forte das idéias geotectônicas soviéticas, e minha sugestão é que sejam verificadas alternativas diferentes. Nesta oportunidade, tive a pretensão de apresentar um modelo alternativo para a escola fixista: não se trata de um modelo exclusivamente mobilista, visto que inclui uma acreção na vertical e cinturões pelo menos parcialmente ensiálicos. Em qualquer hipótese, porém, não há qualquer motivo para não se imaginar mobilidade horizontal em todo o Pré-cambriano, tal como ocorre no Fanerozóico.

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA, F. F. M. de (1967) – *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DMG, B. nº 241.
2. ARMSTRONG, R. L. (1968) – A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Reviews of Geophysics*, 6: 175-199.
3. KRONER, A. (1977) – The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Research*, Amsterdam, 4: 163-213.
4. BICKLE, M. J. (1978) – Heat loss from the earth: a constraint on Archaean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 301-315.
5. MOORBATH, S. (1975) – Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature* (London), 254: 395-398.
6. MOORBATH, S. (1977) – Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust. *Chemical Geology*, 20: 151-187.
7. ANHAUESSER, C. R.; MASON, R.; VILJOEN, R. P. (1969) – A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80: 2175-2200.
8. HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. F. M. de; KAWASHITA, K. (1980) – Idades Rb/Sr e K/Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. XXXI Congr. Bras. Geol., *Anais do...*
9. PEDREIRA, A. J. de C. L. et alii (1976) – *Texto Explicativo para a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folha Salvador, SD-24)* – 127p. – MME/DNPM, Brasília.
10. RUTLAND, R. W. R. (1976) – Orogenic Evolution of Australia. *Earth Science Reviews*, vol. 12, nº 2/3: 161-196.
11. CAHEN, L. e SNELLING, N. J. (1966) – *The geochronology of Equatorial Africa*. North-Holland Publ. Co. Amsterdam.
12. ENGEL, A. E. J., and C. G. ENGEL (1964) – Continental accretion and the evolution of North America, *Advan. Frontiers Geol. Geophys.*, 17-37 e.
13. BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. – Geochronological Evolution of the Precambrian Rocks of The State of Bahia – Brasil. *Precambrian Research*, no prelo.
14. CORDANI, U. G.; IYER, S. S. (1979) – Geochronological Investigation on the Precambrian Granulitic Terrain of Bahia, Brasil. *Precambrian Research*, 9: 255-274.
15. CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. (1974) – A evolução tectônica da Amazonia com base nos dados geocronológicos – *Actas II Congr. Geol. Chileno, Tomo IV – Arica – Chile*.
16. CORDANI, U. G. – *Evolución Tectónica de la corteza continental de Sudamerica y su importancia en la caracterización de provincias uraníferas*, no prelo.
17. MONTALVÃO, R. M. G. de (1976) – Esboço Geológico-Tectônico do Cráton Guianês. *Rev. Bras. Geoc.* vol. 6, nº 4, 230: 245.
18. ISSLER, R. S. (1977) – Esboço Geológico-Tectônico do Craton do Guaporé. *Rev. Bras. Geoc.*, vol. 7, nº 3, 177-211.
19. TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. (1980) – Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da Serra do Tapirapé – Mato Grosso. XXXI Congr. Bras. Geol., *Anais do...*
20. TASSINARI, C.C.G. – *Estudo Geocronológico da Folha SC. 22 – Tocantins*. Relatório Interno, Projeto RADAMBASIL, 38p. Junho/1980.

EVOLUÇÃO DO ARQUEANO NA REGIÃO CENTRO-SUL DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL

Luis Carlos de Moraes
João Batista Alves Arcanjo
Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

The Brumado-Caetitê Project, executed by CPRM to the DNPM, comprise a 13,850 sq. area in the south-central part of the Bahia state which enclose the towns of Brumado, Caetitê, Guanambí, Urandi and Jacaraci. The Project is in its 1st stage of development, where the level of geological data obtained is compatible with a 1:100.000 scale. With the development of the Project, the author and his coworkers established to the project area, a sole pattern of structural evolution to Plutonic-Migmatitic and Brumado-Urandi Complex. These authors admit an evolution similar to that proposed L. J. Salop to the precambrian of the northern hemisphere (Salop, 1977). The Plutonic-Migmatic Complex lithologic units are structured as oval-shaped nuclei which are surrounded by the Brumado-Urandi Complex belts showing that in the Archean there were a continuous and progressive mobility, without the individualization of great rigid tectonic frameworks. They suppose to have occurred in the mobile process of the Archean evolution, rotation-translation of the migmatitic nuclei, happening as consequence, transurrence phenomena in the inter nuclei zones, more active around the nuclei, a zone more susceptible to the development of a higher thermal flow. Takins in account all these facts, the authors could sketch into the Brumado Complex (inter-nuclei zone) a tectonic stratigraphic sequence, that nevertheless its simple appearance has a complex evolution.

INTRODUÇÃO

Os elementos aqui expostos foram coletados durante o desenvolvimento da primeira fase do Projeto Brumado-Caetité, que vem sendo executado pela CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral.

A área situa-se na região centro-sul do Estado da Bahia (Fig. 1), abrangendo terrenos arqueanos e coberturas do Proterozóico Médio e Superior. Os domínios Arqueanos acham-se representados por rochas granitóides-migmatíticas, gnáissicas, granulíticas e por faixas relíquias de “rochas verdes”.

TRABALHOS ANTERIORES

Tomando-se por base as informações bibliográficas do Estado da Bahia, as litologias arqueanas da área estariam incluídas dentro do que se considera “Associação Pré-Espinhaço”, desta fazendo parte os Complexos Metamórfico-Migmatítico, Metamórfico e Granulítico. As litologias dos Complexos Metamórfico-Migmatítico e Granulítico formariam o substrato dos Complexos Metamórficos, compreendendo como tais, aquelas faixas dobradas de origem vulcano-sedimentar, com grau de metamorfismo compatível com o fácies Xisto Verde (Pedreira et alii, 1975 – Projeto Bahia).

Posteriormente, Mascarenhas (1976) correlaciona algumas faixas dobradas do leste do Estado da Bahia (incluindo as litologias do Complexo de Brumado), como estruturas do tipo *Greenstone Belts* (segundo a definição de Anhausser, 1969).

Também em época equivalente, Moutinho da Costa et alii, 1976, estabeleceram uma maior representação superficial para as litologias do Complexo de Brumado, estendendo-as para o oriente e ocidente da Serra do Espinhaço, com um modo de distribuição em faixas descontínuas e estreitas encravadas no Complexo Metamórfico-Migmatítico. Atribuem para a formação dessas faixas episódios progressivos de pluto-vulcanismo básico e intermediário, em associação com eventos vulcanoclásticos e vulcanoquímicos, com metamorfismo equivalente aos fácies Xisto-Verde e Anfibolito baixo. Dentro dessas faixas incluem tipos litológicos representativos como: clorita xistos, xistos magnesianos, granada-biotita xistos, cummingtonita quartzitos, unidades ferríferas e manganesíferas, mármore, anfibolitos, anfibólio xistos e talco xistos.

CARACTERIZAÇÃO ATUAL

Recentemente, com os trabalhos ainda em desenvolvimento pelo Projeto Brumado-Caetité, pelo Convênio CPRM/DNPM, os autores estabelecem, no âmbito da área, um padrão comum de evolução estrutural para os terrenos granitóides-migmatíticos e as litologias do Complexo Brumado-Urandi, dentro de um modelo evolutivo similar àquele constatado para o Arqueano do Hemisfério Norte (L. J. Salop, 1977).

As litologias do Complexo Plutônico-Migmatítico (meta-textitos, diatextitos e granitos anatóticos), estruturam-se segundo núcleos ovalados, estes sendo circunscritos pelas litologias do Complexo de Brumado-Urandi, evidenciando que, durante a época em que este padrão foi desenvolvido, existia uma mobilidade contínua e progressiva, sem a formação de grandes arcabouços tectônicos rígidos.

ESTILO ESTRUTURAL DO ARQUEANO

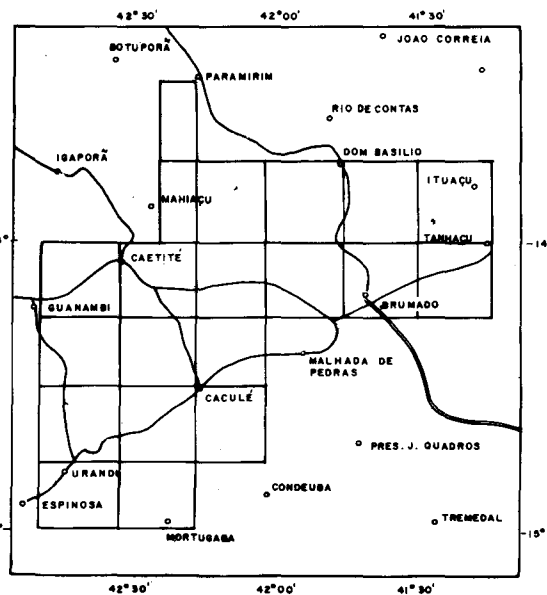
Observa-se (Fig. 2) o estilo estrutural do Arqueano na área de investigação. Os núcleos do Complexo Migmatítico-

FIGURA 1

MAPA DE SITUAÇÃO



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



-Plutônico deformam-se segundo ovas, com arranjo estrutural em forma de arco, que bem atestam o padrão de deformação móvel da crosta. Na região de Brumado (lado direito da fig.), as ovas têm convexidade voltada para o oriente; já na região de Caculé-Jurema (lado esquerdo da fig.), infletem sua convexidade para o ocidente, para na região de Rio do Antônio sofrerem nova modificação da convexidade para SW, daí convergindo para sul, já fora da área, na região de Aracatu.

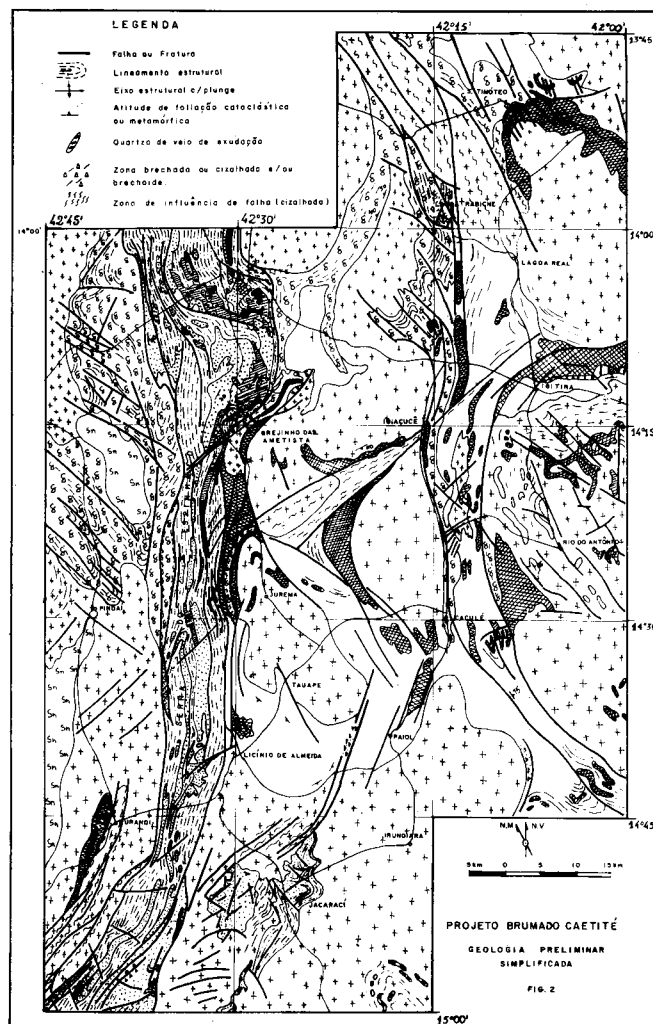
Admite-se que a individualização dos núcleos migmatíticos ocorreu provavelmente em zonas subsidentes da crosta,

de uma maneira lenta e progressiva (granitização gradual e fracionada), formando meios rígidos (paleo-núcleos) no seio de matéria não granitizada. Ainda no estágio permóvel, ocorreu movimentação dos paleo-núcleos que, ao rotacionarem e transladarem em sentido contrário, geraram, como conseqüência, movimentos transcorrentes, que chegaram inclusive a afetar a parte interna dos núcleos, deformando-os até um formato ovalado. Nas zonas inter-ovais, os fenômenos de arraste foram bastante atuantes, provocando o desenvolvimento, sob a influência da temperatura e da pressão de água, de processos cataclásticos, diaforéticos e cristaloblásticos. Dentro dessa linha de raciocínio, acredita-se que as litologias que representam o Complexo Brumado-Urandi (zonas inter-ovais), sejam, provavelmente, relíquias não totalmente granitizadas da crosta Arqueana, dentro de um modelo de evolução complexa, onde deve ter prevalecido, naturalmente, um estágio permóvel. Admite-se também, que muito dos milonitos-xistos relacionados a terrenos arqueanos, tectonicamente laminados ou não, assim como a carbonatação de complexos básico-ultrabásicos, sejam o resultado provável da atuação de um ou mais dos processos atrás referenciados, que agiriam como agentes modificadores ou neo-formadores da nova textura e paragênese mineral.

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS DO COMPLEXO PLUTÔNICO-MIGMATÍTICO

Considera-se rochas plutônicas aquelas formadas em profundidades compatíveis com as condições de anatexia e/ou granitização e/ou granulitização, sem necessariamente ocorrer grandes deslocamentos por intrusão. Neste domínio, as rochas são, em sua maioria, de aspecto granitóide, composição predominantemente no campo intermediário, podendo ocorrer tipos granodioríticos, monzoníticos e sieníticos. Estudos petrográficos revelam uma dominância de plagioclásio andesítico sobre feldspato alcalino, em associação com minerais hidratados (hornblenda e/ou biotita), e um percentual em quartzo relativamente baixo (15–25%), mostrando uma composição média no campo granodiorítico. Por outro lado, a presença de estruturas migmatíticas (*schlieren*, nebulítica, *schollen*), confirmam sua proveniência através de fenômenos anatéticos, com grande participação de mobilizados quartzo-dioríticos. Evidências de campo, associadas a dados petrográficos, parecem confirmar o postulado por A. Y. Glikson (1972) de uma provável fusão de segmentos subsidentes anfíbolíticos e/ou eclogíticos. A basicidade média dos granitóides, a grande quantidade de produtos relictos da crosta básica, não totalmente assimilados, no seio de corpos granitóides, a constatação de uma ocorrência de eclogito na área (Moutinho da Costa et alii, 1976), atestam ter ocorrido fenômenos de fusão da crosta básica, mobilização de componentes quartzo-dioríticos e conseqüente diferenciação progressiva e gradual de zonas ácidas calco-sódicas, com densidade média mais baixa. Podem ter ocorrido uma ascensão diapírica moderada dos batólitos granitóides calco-sódicos.

É digno de nota a intensa metassomatose potássica que afetou a área. Este evento, cuja idade ainda não está definida, e que acredita-se ser policíclico, reveste-se de um significado marcante na história petrogenética das litologias da região, uma vez que, sendo seu campo de ação tão intenso e generalizado, contaminou grande parte das litologias, mudando as características da paragênese original. Dessa maneira, explica-se a origem de alguns sienitóides da área (oeste da Serra do Espinhaço e nordeste de Caetité), como produtos



contaminados pela segunda geração de microclina. A diminuição do teor de sílica (5–10%), explica-se pelo processo de substituição metassomática do plagioclásio pela microclina. Por outro lado, a atuação de processos cataclásticos posteriores, atribuem a estas rochas uma textura pseudo-oftálmica (muito comum nos granitóides a NE de Caetité).

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS DO COMPLEXO GRANOLÍTICO

O Complexo Granolítico tem a sua maior área de distribuição e representatividade a oeste da Serra do Espinhaço, entre os paralelos de 14°00' e 14°30', formando uma faixa espessa com direção meridiana, que se bifurca para noroeste ao norte de Pindaí (faixa 1). A 2ª faixa, menos conspícua, acompanha o bordo oriental da Serra do Espinhaço, desde Brejinho das Ametistas até Caetité, para daí infletir-se para leste, formando um arco com a convexidade voltada para o oriente, limitando o núcleo granitóide de Maniaçú daquele que ocorre a oeste de Ibiacucê. A terceira faixa ocorre entre Baculé e a localidade denominada Lagoa do Rabiche, aí se juntando com a 2ª faixa, devido a influência de uma componente NW do lineamento transcorrente principal de direção meridiana. A quarta faixa ocorre acompanhando uma outra componente de cisalha, desde S. Timóteo até as proximidades da localidade de Vereda do Cais (fig. 2).

No *trend* que acompanha o bordo oeste da Serra do Espinhaço (faixa 1), predominam tipos de granulitos cuja composição varia entre granulitos intermediários a básicos. Os granulitos intermediários são de composição enderbítica (Winkler, 1965), ou seja, o oligoclásio predominando largamente sobre a microclina, e o diopsídio sobre o hiperstênio. Biotita e hornblenda encontram-se como acessórios e apatita e opacos como traços. Os granulitos básicos variam sua composição desde pyroclastos a pyrobolitos (Mehner, 1972), convergindo até tipos sieníticos. Nos pyroclastos e pyrobolitos, o plagioclásio é do tipo andesínico, existindo nos tipos pyroclásticos (piroxênio hornblenda), uma larga dominância do diopsídio sobre o hiperstênio. Em muito baixa proporção ocorrem magnetita, quartzo, apatita, zircão, rutilo e epidoto secundário. Nos tipos granolíticos de composição sienítica (bordo oeste do corpo sienítico de Ceraima), a microclina (perítica) predomina largamente sobre o plagioclásio andesínico, ainda se observando agregados de diopsídio, hornblenda, hiperstênio, biotita e opacos. Apatita, zircão, rutilo aparecem como traços. Interessante frisar que são visíveis ainda as evidências da microclina substituindo o plagioclásio, além de algumas estruturas poiquilíticas relíquias de plagioclásio dentro da microclina.

O *trend* granolítico que ocorre inconspicuamente bordejando o bordo oriental da Serra do Espinhaço (Faixa 2), apresenta características petrogenéticas ligeiramente diferentes daquele da faixa 1. Associados a tipos sienitoides granoblastíticos, ocorrem outros tipos de granulitos granoblastíticos, de composição básica calco-silicática, apresentando nítido bandamento cataclástico. O plagioclásio andesínico representa comumente mais da metade do percentual mineralógico, diopsídio em associação ou não com a hornblenda, aparecem como acessórios principais. Secundariamente ocorrem granada, biotita, apatita, opacos, zircão e rutilo. Em alguns casos, a granada (com a molécula de grossulária presente) pode atingir percentuais elevados de até 30%, podendo igualar ou mesmo ultrapassar o percentual de diopsídio, constituindo o tipo pyrogarnítico (Mehner, op. cit.).

O terceiro *trend* granolítico que ocorre entre Caculé e a localidade de Lagoa do Rabiche (faixa 3), tem-se mostrado até o momento como o mais importante do ponto de vista econômico, pois relacionados como este é que ocorrem as mineralizações uraníferas. A paragênese mineral é algo similar àquela da faixa 2, e segundo informações verbais de especialistas que trabalham na área, ocorrem uma dominância do campo sódico sobre o campo cálcico, evidenciado pela presença de piroxênio sódico.

O quarto *trend* granolítico que ocorre desde S. Timóteo até as proximidades de Vereda do Cais (faixa 4), é representado por tipos a hiperstênio, similares àqueles da faixa 1, e por outros tipos granoblastíticos.

Convém salientar que muitos dos granulitos encontram-se com o seu fácies metamórfico regredido por influência de processos cataclásticos-diaforéticos, dificultando a identificação do mineral índice.

Origem de granulitos constituiu-se sempre num problema controvertido. Acredita-se, no entanto, tomando-se por base sua associação com zonas de transcorrência, que a sua origem esteja ligada a fenômenos de “desidratação durante a milonitização” (Ebert, 1968), ou melhor caracterizando, a “movimento transcorrentes em zona de falha curva, ou em zona formada pelas intersecções de falhas, capazes de produzir domínios tectônicos tensionais que favorecem a migração

de fluidos de zonas deformadas” (A. F. Wilson, 1969). A granulitização sendo provavelmente ligada a efeitos tectônicos, pode afetar indistintamente terrenos granitoides, como também litologias do Complexo Brumado-Urandi, daí a diversidade de tipos de granulitos encontrados. Muito embora não se tenha ainda investigações geocronológicas nestes terrenos, acredita-se que o principal evento tectonotermal esteja ligado ao ciclo Guriense (2.800-3.000 m.a.).

CONSIDERAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS E PETROGENÉTICAS DO COMPLEXO DE BRUMADO-URANDI

O estabelecimento de uma estratigrafia dentro de terrenos arqueanos é sempre um problema muito difícil. Sua aparente simplicidade é devido principalmente aos efeitos conjugados do metamorfismo e da tectônica. Movimentos transcorrentes atuantes desde o Arqueano são os prováveis agentes transformadores de rochas, criando ambientes para a formação de rochas do fácies granolítico, como também ambientes favoráveis ao desenvolvimento de processos diaforéticos e cristaloblasticos, sob a influência ou não de processos cataclástico. Levando-se em conta todos esses fatores, pode-se verificar uma certa ordenação vertical, em parte prejudicada pelos efeitos de granitização generalizada.

Simplificadamente, constatou-se ocorrer uma seqüência inferior (basal-?) representada por gnaisses com biotita e/ou hornblenda, em grande parte arteritizados em faixas paralelas (textura *lit par lit*), contendo abundantes níveis descontínuos e lenticulares (muitos deles em forma de *boudin* devido a tectônica) de anfíbolitos, rochas calcossilicadas, meta-diabásios, gabros epimetamórficos, diopsiditos, hornblenditos, piroxenitos, ultramafitos serpentizados e serpentinóis, havendo uma tendência, embora não muito clara, de ocorrer uma maior concentração de níveis ultrabásicos para as partes basais desta seqüência. Os gnaisses revelam, em microscopia, uma paragênese do fácies Anfíbolito médio e alto, com a particularidade de se apresentarem, em muitos locais, com a sua composição original mudada por influência de metassomatose potássica. Em zonas não muito afetada por granitização, os gnaisses apresentam composição granodiorítica (oligo-andesina ocupando mais da metade do percentual mineralógico). Naquelas onde os efeitos granitizantes são mais intensos (leste da Serra das Éguas), em Brumado, os gnaisses apresentam composição oscilatória entre granito e monzonito. Nestes casos, tem-se observado geralmente 2 gerações de microclina, com a geração mais nova exibindo uma nítida geminação albita-periclina. Como varietais, ocorrem hornblenda e/ou biotita, podendo, às vezes, aparecer epidoto em alta proporção, vindo ou da alteração do plagioclásio, ou mesmo introduzido. Esfeno, apatita, opacos, zircão aparecem como acessórios.

Em contato irregular e transicional, ocorre uma seqüência híbrida, onde associam-se os mesmos gnaisses anteriormente discutidos com metabasitos e metaltrabasitos cinza-esverdeados, granulometria fina a muito fina, textura xistosa, em um inter-relacionamento tão próximo, que torna-se impossível dissociá-los. Às vezes, os metabasitos concentram-se em faixas esfarrapadas e descontínuas, permitindo, nestes casos, suas individualizações em planta. Associam-se a seqüência níveis de rochas calcossilicáticas, mármore calcícticos e dolimíticos, mais raramente, magnésícticos, fazendo parte também desta associação petrotectônica, estreitos e descontínuos cordões de rochas ferruginosas, incluindo tipos com grunerita e magnetita, bandados tectonicamente, como também cummingtonita

quartzitos cataclásticos, quartzo-sericita quartzitos cataclásticos, impregnados ou não por filmes de fuchsitita, hornblenda-diopsídio quartzitos cisalhados, cummingtonita-quartzo-magnetita itabiritos, laminados cataclasticamente, e quartzo-magnetita itabiritos, tectonicamente laminados. Nos tipos citados podem ocorrer a formação de calcedônia secundária.

Dados de análises petrográficas e espectrográficas têm mostrado que as rochas metabásicas são magmáticas calco-ferro-magnesianas, parecendo pertencer a um campo toleítico. Apresentam valores elevados para cálcio (15–20%) ferro (7–10%) e magnésio (5–10%). Apresentam também valores anômalos para manganês (2000 – 5000 ppm), titânio, cromo, níquel e cobalto. Petrograficamente, existe uma grande similaridade entre as rochas metabásicas e metaultrabásicas que ocorrem em Brumado (incluindo Serra das Éguas), com aquelas de Umburanas, Ibitira, Caculé, Ibiaçucê, Tauape e Urandi. As metabásicas apresentam as características de conterem, nos tipos xistosos, boas percentagens em plagioclásio (epidoto) e hornblenda-actinolita (calcita). Nos tipos menos xistosos, apresentam uma maior proporção em diopsídio, parcialmente alterado para actinolita, passando a tipos calcossilicáticos pela presença de feldspato e quartzo. Relações de campo e dados petrográficos atestam que muitas das rochas carbonatadas (mármore calcio-dolomítico e magnésítico) que ocorrem na área (inclusive na Serra das Éguas), são produtos de transformação de rochas básicas e ultrabásicas calco-ferro-magnesianas, pela atuação de processos metassomáticos durante a diaforesse, sob a influência ou não de processos cataclásticos, onde deve ter atuado uma fase rica em H_2O e CO_2 , favorecendo a formação de tipos híbridos com tremolita-actinolita excedendo aos carbonatos, onde $P_{H_2O} > P_{CO_2}$, e tipos mármore onde $P_{CO_2} \gg P_{H_2O}$. Estas relações são bem visíveis na Serra das Éguas (oeste de Brumado), onde evidências petrográficas mostraram uma paragênese onde se associam Tremolita (50%), Diopsídio (dialógio) – 27%, Calcita (20%) e opacos (1%), este último formado pela liberação do ferro durante as transformações. Próximo, tem-se a rocha ultrabásica tremolítica e mármore calco-dolomítico, com calcita-dolomita (93%), tremolita (7%) e diopsídio (tr.). Análises espectrográficas confirmam a filiação magmática para a rocha ultrabásica. Fortes evidências de carbonatação foram constatadas a SW de Ibitira, onde ocorre magnetita associada a rochas ultrabásicas, comprovadamente magmáticas, pelo registro de altos valores para níquel. Convém salientar, que os tipos ultrabásicos podem variar sua composição desde uma paragênese calco-ferro-magnesianas (presença de tremolita, clorita, serpentina, talco), e uma paragênese ferro-magnesianas (clorita, talco, serpentina, cummingtonita e flogopita). Existe uma larga predominância de tipos alterados, com textura xistosa.

Constatou-se também que muitos dos alinhamentos de rochas ferruginosas, tectonicamente laminadas (itabiritos), com ou sem quartzo, mas portando magnetita e anfibólio da série cummingtonita-grunerita, são explicados pela atuação conjugada de processos cataclásticos e diaforéticos sobre rochas originalmente de composição intermediária a básica, e mais raramente sobre rochas ultrabásicas. Também muitas das cristas de rochas quartzosas, com textura quartzítica, cisalhadas, geralmente sericíticas e impregnadas por fuchsitita, encravadas em complexos básico-ultrabásico, são o produto de concentração de sílica exudada durante os processos de transformação cataclástica-diaforética dessas rochas, onde estaria incluído o processo de carbonatação. O processo de

carbonatação, conforme já constatado por R. W. Boyle – “imprime na rocha profundos efeitos químicos, pela neofor-mação de carbonatos e liberação de grandes quantidades de sílica, que pode inclusive migrar para zonas de dilatação e precipitar como quartzo de veio” (Boyle, 1976).

Convém frisar que ainda se constitui um problema questionável se, durante a evolução do Arqueano na área, tenha se formado condições para o desenvolvimento de pequenos depósitos de sedimentação vulcanogênica, já sob a influência de um proto-oceano, que agiria como catalizador na formação de produtos vulcanoquímicos e vulcanoclásticos. Relíquias dessas atividades suspeita-se existir na Serra das Éguas, uma estrutura sinformal que ocorre a noroeste de Brumado. Lá, associada a seqüência básico-ultrabásico, existem bancos relativamente espessos de dolomitas, além de ser constatada a presença de uma fina capa de uma formação ferrífera, bandada com níveis dolomíticos, nas partes superiores do complexo básico-ultrabásico. Também registrou-se, em zona de intensa deformação, e em associação com níveis de metabasitos e dolomita, algumas faixas estreitas de clásticos finos. Por fim, numa posição que acredita-se ser discordante, ocorre testemunhos de quartzito sub-arcosiano, cuja sedimentação pode estar ligada aos eventos finais do ciclo vulcanogênico.

GRANITIZAÇÃO

Sendo um problema bastante complexo, será aqui abordado muito rapidamente. Os granitos da área parecem enquadrar-se, em sua maior parte, nos tipos metamórficos (Granitoides). Aqueles com dimensões batolíticas ocorrem a nordeste de Iguatemi, Umburanas e nordeste de Cristalândia. Alguns tipos são granodioríticos, outros apresentam composição granítica. Ficou evidenciado, principalmente nos tipos graníticos, duas gerações de microclina, uma micro-perfítica, e outra que, em parte, substituiu o plagioclásio. Por suas características petrográficas e relações de campo, foram enquadrados no grupo dos granitos parautóctones. Já em Iguatemi ocorrem pequenos corpos de granitos tipicamente intrusivos nos biotita-gnaisses. Merece citação ainda os granitos metassomáticos que ocorrem em Dom Basílio e ao sul de Umburanas, resultantes de um evento de metassomatose potássica ocorrido no seio dos biotita-gnaisses.

ASSOCIAÇÃO ESPINHAÇO

Aqui será abordado, muito rapidamente, alguns comentários sobre o que considerou-se Associação Espinhaço. Optou-se pela denominação de Associação Espinhaço, por não se ter encontrado evidências de campo, petrográficas e químicas para o estabelecimento de correlações estratigráficas com os meta-sedimentos da Chapada Diamantina, atualmente considerado na bibliografia geológica do Estado da Bahia como pertencentes ao Super Grupo Espinhaço (Inda e Barbosa, 1978).

À luz dos conhecimentos atuais, as litologias que ocorrem na área e que foram englobadas dentro da Associação Espinhaço, situam em domínio geotectônico transcorrente, formando um arco de grande raio de curvatura, com traçado imperfeito, mas aproximadamente meridiano, e que no bordo oriental (NE de Caetité), chega a contornar o núcleo granitóide de Maniaçú. O lineamento Espinhaço ocupa, na área estudada, um comprimento de 55 km., por 9 km., de largura média, podendo atingir uma largura máxima de 18 km., em Caetité, por uma largura mínima de 5 km., ao sul de Licínio de Almeida.

O lineamento transcorrente Espinhaço possivelmente representa uma zona submetida a mais de um evento de deformação, com início provável no Arqueano, sendo suas litologias posteriormente retrabalhadas por outros eventos tectonogênicos (Trans-Amazônico-Uruçuano (?)), que lhes imprimiram uma maior retilinearidade no traçado. Existem várias componentes de cisalhamento, que são as ramificações da direção primária meridiana. As mais realçadas são as que tomam as direções NW-SE e NE-SW (Fig. 2). Como em todo lineamento transcorrente existem componentes de esforços secundários compressivos, responsáveis por dobramentos localizados, notadamente próximos a zonas de falhas de arraste. Observa-se também uma clivagem de crenulação, cujo plano mergulha em sentido contrário (oeste) em relação ao plano principal de cisalhamento (leste). Feixes de falhas transcorrentes (tensão primária), com direção meridiana, cortam longitudinalmente a seqüência, formando zonas onde se observam meso-estruturas de arraste, com eixos verticais.

Os quartzitos, em sua maior parte afetados por esforços cisalhantes, que os imprime uma forte laminação tectônica, às vezes difícil de se perceber devido aos efeitos de recristalização dos grãos de quartzo, mostram evidências de terem sofrido deslocamentos tangenciais. Isto é revelado pela presença de estrutura de *mullion* nos planos de cisalhamento, com caimento perpendicular à direção do plano de cisalha. Também é comum, em certos trechos (saída de Caetité para Guanambi), seixos achatados com o seu eixo maior paralelo à direção do plano de cisalha, o eixo intermediário perpendicular à direção deste, e o eixo menor perpendicular ao pró-

prio plano, mostrando grau extremo de deformação. A postura espacial dos planos de cisalha mostra mergulhos médios (30–35) no bordo leste, e aumento progressivo destes à medida que se aproxima do bordo oeste, passando a mergulhos fortes (70–75), até a verticalidade. O contato oeste com as rochas do Complexo Migmatítico-Plutônico é mais realçado do que o do bordo oriental. Pelo bordo ocidental tem-se intensa milonitização, com formação de até ultramilonitos e filonitos, em sua maior parte grafitosos e mostrando laminação por diferenciação metamórfica por influência cataclástica (seg. Higgins, 1971), ou “composicional layering” (seg. Hobbs, et alii, 1976). Pelo bordo oriental o contato é menos nítido, pela *melange* (tectônica) que ocorre com as litologias tipicamente representativas do Complexo Brumado-Urandi. No trecho compreendido entre Caetité e Jurema, devido ao grau de deformação, é bastante difícil a caracterização dessas litologias, assim como a demarcação precisa de falha divisória das litologias da Associação Espinhaço, daquelas do Complexo Brumado-Urandi.

As litologias da Associação Espinhaço são representadas por milonitos com aspecto textural xistificado (milonitos-xistos) a filítico (filonitos), a medida que aumenta o grau de deformação. Os filonitos podem tornar-se finalmente laminados. Nota-se, no entanto, que nesses trechos, a rocha adquire forte transposição devido a tectônica de arraste.

Admite-se que parte dos quartzitos que ocorrem associados aos milonitos-xistos possuem uma origem sedimentar, sendo sua posição espacial explicada através do embutimento tectônico nos milonitos-xistos e posterior retrabalhamento por movi-

Tabela 1-Dados de Análise Espectrográfica dos Milonitos-xistos e Filonitos da Ass.Espinhaço-Brumado-Urandi

Sigla	Classif. de Campo	Classif. Petrográfica	Fe (%)	Ca (%)	Mn (ppm)	Ba (ppm)	Cr (ppm)	Zr (ppm)	V (ppm)	Ti (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Sr (ppm)
RC-13	Filonito	Filito	10		200	700	200	300	-	-	-	-	
RC-172	Filonito	Filonito	10		150	700	700	150	100	10.000	-	-	
RC-339B	Milonito-xisto	Gnaisse alterado	5		700	700	300	150	100	5.000	30	20	
RC-339C	Milonito-xisto	Gnaisse alterado	1		20	700	150	100	200	3.000	20	5	
RC-339D	Milonito-xisto	Gnaisse alterado	3		100	700	100	100	50	3.000	20	7	
RC-165	Filonito	Filonito	10		1500	1000	700	100	150	7.000	100	70	
CG-164B	Milon.xist.básico	Milon.xist.bás.	3	20	3000	2000	150	150	-	2.000	-	50	
CG-168A	Minério Mn ± Fe	-	1		>5000	>5000	30	-	700	70	-	500	1500
CG-169	Milon.xist.básico	-	2		5000	>5000	300	300	2000	7.000	70	2.000	200
CG-171	Milon.xist.granat	-	10		1000	1500	1500	300	300	10.000	200	70	
CG-177	Filonito básico	-	7		1500	150	150	150	50	5.000		50	
CG-181	Milon.xist.grafit	-	10		100	5000	500	10000	100	7.000		150	
CG-182	Milon.xist.granat	-	7		150	2000	-	200	-	1.000			
CG-200	Milon.xist.granat	-	5		30	3000	300	700	300	7.000			
CG-204	Milon.xist.granat	-	15		20	2000	70	700	-	10.000			
CG-94	Milon.xist.granat	-	7		150	1500	500	100	150	7.000	100		
RC-179	Milon.xist.básico	Biot.Qtzo.Xisto	10		1500	500	700	100	150	7.000	150		
RC-81B	Milon.xisto	Hornb-Qtzo-Xisto	10	7	1500	200	700	300	100	7.000		50	
RC-81A	Filonito	Filonito	10		700	700	500	150	150	7.000	200	50	
RC-79	Filonito	Filonito	7		300	700	200	300	50	7.000	150	50	
RC-76	Milon. xisto	Biotita-Xisto	7		700	500	700	200	100	7.000	150	50	

mentos tangenciais, devido ao fluxo transcorrente. Esta situação estrutural é bastante similar a hipótese formulada por Braun e Baptista (1978). No que diz respeito aos milonitos-xistos e filonitos que lhes servem de encaixantes, julga-se tratar-se de uma seqüência complexa, cuja origem provavelmente acha-se ligada ao retrabalhamento tectônico de litologias comuns aos Complexos Brumado-Urandi e Migmatítico-Plutônico. No atual estágio de deformação em que se encontram, é muito difícil saber suas derivações. No entanto, algumas amostras revelam filiação para o clã básico-ultrabásico, e outras para gnaisses.

Com respeito aos quartzitos, em sua maior parte laminados tectonicamente, e com área de distribuição pelo bordo oeste do lineamento Espinhaço, ficou estabelecido, através de dados de campo, a presença de grânulos de quartzo azulado como característica marcante. Análise petrográfica de uma amostra desses quartzitos (estrada Urandi-Licínio), com uma composição de 99% de quartzo e traços de sericita e plagioclásio, revela não ser de origem sedimentar, alicerçada pela presença, nos grãos de quartzo, de inúmeras inclusões criptocristalinas, dispostas em linhas curvas, de opacos e de bolhas.

No tocante aos milonitos-xistos, ultramilonitos e filonitos, tem-se as seguintes considerações: a) tabela 1 mostra valores de análises espectrográficas para milonitos e filonitos da Associação Espinhaço e do Complexo Brumado-Urandi. Vê-se, de um modo geral, valores elevados para cromo, com máximo de até 1500 ppm no milonito-xisto granatífero (CG-171) da Associação Espinhaço; b) valores elevados para titânio, atingindo máximos de 10.000 ppm em filonito (RC-172) e em milonitos-xistos (CG-171 e CG-204), também de Associação Espinhaço; f) valor de cálcio altíssimo (20%) para o milonito-xisto básico (CG-164-B) da Associação Espinhaço, percentual este bastante comum para metabasitos e metaultrabasitos do Complexo Brumado-Urandi.

Por outro lado, uma amostra (CG-115-A) de Clorita-epidoto-quartzo (25%)-hornblenda xisto, relacionada à Associação Espinhaço, acusa, pela análise de óxidos, pertencer um campo magmático básico, pelos seguintes resultados: SiO₂ (48,7%), Al₂O₃ (15,1%), FeO + Fe₂O₃ (15,4%), CaO (9,1%) e titânio (3,2%). Outra amostra de filonito que ocorre a oeste de Licínio de Almeida (RC-165) apresentou a seguinte composição: clorita (> 45%), Sericita, Clinozoisita e Quartzo (< 40%), opacos (> 3%) e muscovita (tr), sendo sua origem indicada como possivelmente de rocha ultrabásica, devido a grande quantidade de clorita, pequena proporção em quartzo e presença considerável de opaco, vindo a diagnosticar o já indicado pela espectrografia, que mostrou um valor anômalo para cromo (700 ppm). Por fim, outra amostra de milonito-xisto (RC-339), também da Associação Espinhaço, revela pela análise petrográfica ser provavelmente um gnaiss alterado, pela grande quantidade de minerais de argila (50%), que provavelmente deveriam ocupar os vazios deixados nos minerais opacos.

Do que ficou exposto, acredita-se que os milonitos-xistos e filonitos que representam grande parte das litologias que formam a Associação Espinhaço, devem pertencer a uma seqüência complexa, onde participam tipos litológicos diversos, cuja procedência carece ainda de melhores investigações. Sua integral correlação com os meta-sedimentos do domínio geotectônico da Chapada Diamantina parece, a princípio, improvável. À luz dos resultados a que se chegou, acredita-se que as litologias enquadradas como milonito-xistos, pertençam, pelo menos em parte, a uma seqüência vinculada ao

Arqueano, sendo seu alto estágio de deformação resultante dos efeitos produzidos pelos diversos ciclos de movimentação por transcorrência que se impuseram posteriormente, e onde provavelmente foram envolvidos não só agrupamentos litológicos pertencentes ao Complexo Brumado-Urandi e Migmatítico-plutônico, como também os meta-sedimentos arenosos do Proterozóico. Os quartzitos seriam, portanto, pelo menos em parte, os únicos representantes de uma formação arenosa, sedimentada provavelmente durante o Proterozóico, em ambiente de plataforma, devido a sua alta maturidade textural e mineralógica. Sua colocação no tempo Proterozóico é, ainda, incerta. Ao observar-se a configuração tectônica dos milonito-xistos na região de Caetité, observa-se que os mesmos acham-se acomodados em torno do Granitóide de Maniáçú, ainda guardando o padrão de evolução típica do Arqueano.

CONCLUSÕES

Ficou estabelecido um único padrão de evolução estrutural para as litologias arqueanas da área, dentro de um modelo de evolução similar àquele constatado para o Pré-Cambriano do hemisfério norte (Salop. 1977). As litologias do Complexo Migmatítico-Plutônico estruturam-se segundo núcleos ovalados, estes sendo circunscritos pelas litologias do Complexo Brumado-Urandi, evidenciando que, durante o tempo Arqueano, existia uma mobilidade contínua e progressiva, sem qualquer individualização de grandes arcabouços tectônicos rígidos. Ainda no estágio permóvel, ocorreu movimentação dos poleonúcleos que, ao rotacionarem e transladarem em sentido contrário, geraram, como consequência, movimentos transcorrentes que chegaram inclusive a afetar a parte interna dos núcleos, deformando-os até um formato ovalado. Postula-se, também, que a granulitização esteja ligada a eventos de movimentação transcorrente, que são capazes de produzir domínios tectônicos tensionais que favorecem a migração de fluidos de zonas deformadas. Ficou também caracterizado que a Associação Espinhaço encontra-se em um domínio transcorrente, com evolução desde o Arqueano e com fases de fortes reativações durante os ciclos tectonogênicos do Proterozóico Médio e Inferior, e provavelmente do Proterozóico superior.

BIBLIOGRAFIA

- ANHAUSSER, C. R. — A Reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. America B.* 80 (11): 2175-2200, Nov. 1969.
- BOYLE, R. W. — Mineralization process in Archean Greenstone and Sedimentary Belts. Ottawa, Geologic Survey, 1976, 41 p. (*Geologic Survey of Canada, Paper* — 75-15).
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. G. — Considerações sobre a Geologia Pré-Cambriana da Região Sudeste e parte da região Centro-Oeste do Brasil. In SBG/Núcleo da Bahia — *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, SME/CPM/SBG, 1978. 466p., il. (Publicação Especial nº 3).
- COSTA, L. A. M. da et alii — *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco*, relatório final. Petrópolis, PROSPEC, 1976. v. 1. Convênio DNPM/CPRM.
- GLIKSON, A. Y. — Early Precambrian Evidence of a Primitive Ocean Crust and Island Nuclei of Sodic Granite. *Geol. Soc. America B.*, 83 (11): 3323-3344, 1972.
- HIGGINS, MICHAEL W. — *Cataclastic Rocks*. Washington, Geol. Survey. 1971. 97 p. il. (U. S. Geol. Survey Professional Paper, 687).
- HOBBS, BRUCE E. et alii — *An Outline of Structural Geology*. New York, John Wiley, 1976. 571 p. il.

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

- INDA, H. A. V. & BARBOSA, S. F. – *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia*, escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 1978, 122, il.
- MASCARENHAS, J. F. – Estruturas do tipo “Greenstone Belts” no leste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976. *Resumo dos Trabalhos*. SBG, 1976. p. 185.
- MEHNERT, K. R. – *Granulites, Results of a Discussion* II. N. Jahrbuch f. Mineralogia. Monatshefte, 4, 139/152. 1972.
- PEDREIRA, A. J. et alii – *Projeto Bahia*; Geologia da Bacia do Rio de Contas, Relatório Final. Salvador, CPRM, 1975. v. 3. Convênio DNP/CPM.
- SALOP, L. J. – *Precambrian of the Northern Hemisphere*. Amsterdam, Elsevier. 1977.
- WILSON, A. F. – Granulite Terrains; Tectonic Setting and Relationship to Associated Metamorphic Rocks. In: Mc CALL, G. J. H. ed. – *The Archean*; search for the beginning. Stroudsburg. Dowden, Hutchinson & Ross, 1977. cap. 25. p. 357-365.

“GREENSTONE BELT” DO RIO ITAPICURU (BA)

Estratigrafia Química e Algumas Idéias Sobre Sua Evolução Geotectônica

Augusto Kishida
Docegeo
Luca Riccio
Ontario Dep. of Minas

The granite-greenstone terrains of northeastern Bahia State consists of belts of supracrustal rocks surrounding “granitic” domes. In the Rio Itapicuru region the supracrustal sequences are similar to those of typical Archean greenstone belts. The basal supracrustal rock are predominantly massive metabasalts with minor amounts of intercalated chemical sedimentary rocks and mafic tuffs. They are overlain by a middle unit of intermediate to acid pyroclastic rocks, lavas, and volcanoclastic sediments, and an upper unit of greywackes, arkose and conglomerates. A geochemical study of major and trace elements of the volcanic rocks indicates the existence of a chemical discontinuity between the basaltic and the acid to intermediate members. The basalts are typical tholeiites Ti, Zr, Sr, Y and Nb contents analogous to those of modern ocean floor tholeiites or, alternatively, low-K tholeiites of primitive island arcs. In contrast, compositional variations of the hornblende-bearing andesites and dacites fall along indisputably calc-alkaline trends of low FeO and TiO₂ contents which decrease with increasing differentiation. The lithostratigraphic and chemical variations within lavas of the Rio Itapicuru greenstone are comparable to those described from the western Australian greenstone belts. Only in greenstone belts of the Canadian type do thick calc-alkaline sequences containing abundant basaltic andesites overlie conformably and transitionally the underlying tholeiitic basalts. Elsewhere the calc-alkaline sequences, if present, do not contain basaltic andesites and are chemically unrelated to the underlying basalts.

INTRODUÇÃO

Na região do médio Rio Itapicuru, nordeste do Estado da Bahia, ocorrem seqüências vulcanossedimentares metamorfizadas em estreitas faixas circundando domos granito-gnáissicos, numa área de aproximadamente 13.000 km². A hipótese de que tais seqüências constituem estruturas do tipo *greenstone belt* arqueano foi levantado por Mascarenhas (1973; 1976) englobando-se no “Complexo Serrinha”, o qual tem sido objeto de investigações geológicas regionais.

Seixas et al. (1975) e Mascarenhas et al. (1975) descrevem nessa região, uma seqüência metassedimentar e metavulcânica, subdividindo-a nas unidades: a) anfíbolitos e metabasitos associados a quartzitos; b) metassedimentos, constituídos

por metassiltitos, metagrauvas, filitos e micaxistos; c) metapelitos calcíferos e metavulcânicas; d) meta efusivas ácidas.

A mesma seqüência foi correlacionada ao Grupo Uauá de Barbosa (1964) por Pires et al (1976) que a subdivide em uma unidade anfíbolítica inferior, interpretada como produto do metamorfismo de rochas vulcânicas máficas com intercalações químicas, e uma unidade gnáissica superior contendo filonitos provavelmente derivados de rochas vulcânicas félsicas.

Kishida (1979), em tese de mestrado, através de estudos mais detalhados das seqüências do Rio Itapicuru e Rio do Peixe, procura caracterizar a geologia e geoquímica dessas seqüências

vulcanossedimentares. No presente trabalho, apresenta-se parte dos resultados desses estudos, destacando os aspectos que possam contribuir para a caracterização do embasamento do Craton de São Francisco, com ênfase na estratigrafia química das lavas do Rio Itapicuru e sua ambientação geotectônica.

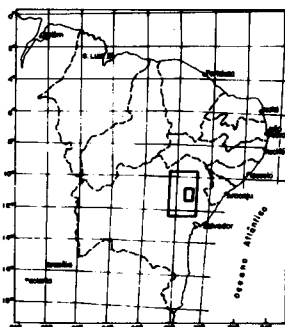
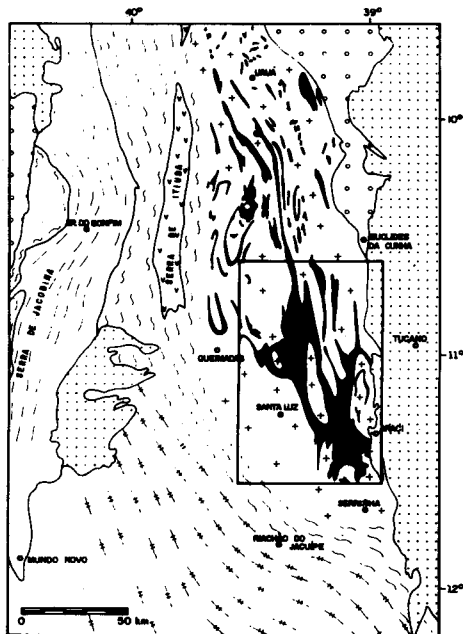
GEOLOGIA REGIONAL

A porção nordeste do Craton de São Francisco ao norte de Feira de Santana (Ba), entre a Serra de Jacobina e a Bacia Sedimentar de Tucano é ocupada por uma grande estrutura grosseiramente elítica, onde dominam os terrenos “granito-gnáissico” na periferia e os terrenos “granito-greenstone” no núcleo (fig. 1). Mais para oeste ocorrem seqüências metasedimentares clásticas, representadas pelo Grupo Jacobina e para o sul o grau de metamorfismo é mais elevado e predominam os terrenos “granulíticos”.

Nos terrenos “granito-greenstone” os traços geológicos mais gerais são delineados por domos de rochas plutônicas alongados no sentido norte-sul, circundado por cinturões de rochas supracrustais.

O grau de metamorfismo nesses cinturões é predominantemente da facies xisto verde, mas associações mineralógicas da facies anfíbolito ocorrem em zonas adjacentes aos plutons e nas partes marginais dos terrenos “granito-greenstone”.

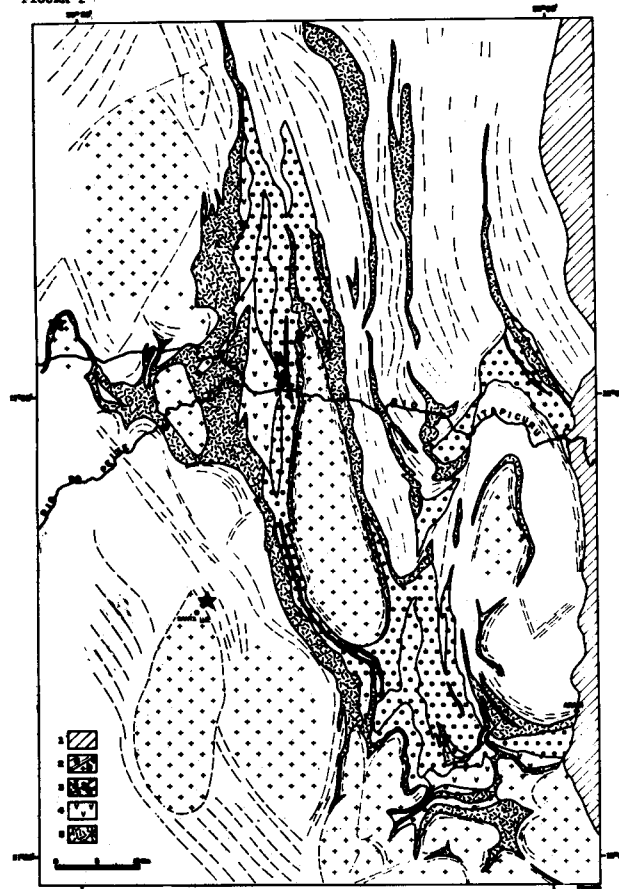
FIGURA 1 - GEOLOGIA SIMPLIFICADA DO NORDESTE DO ESTADO DA BAHIA, COM LOCALIZAÇÃO. O RETÂNGULO MENOR CORRESPONDE A ÁREA DA FIGURA 2. GEOLOGIA BASEADA EM PEDREIRAS et al (1976); PIRES et al(1977), MODIFICADOS



LEGENDA

- Sedimentos terciários de cobertura
- Sedimentos Pré-Cambrianos de cobertura
- Grupo Jacobina
- Terranos granulíticos
- Terranos gnáissico - migmatítico
- Gneissos sieníticos
- Terranos granito - greenstone

FIGURA 2



A passagem dos terrenos “granito-greenstone” para os “granito-gnáissicos” é transicional com gradual aumento do grau de metamorfismo e diminuição de largura dos cinturões de rochas supracrustais. Essas rochas supracrustais são constituídas por seqüências vulcanossedimentares que ocupam as calhas sinclinais de um sinclinório maior de caimento para o norte (fig. 2).

As rochas vulcanossedimentares, na região do Rio Itapicuru, foram agrupadas informalmente nas unidades metavulcânica máfica; metavulcânica félsica; e metasedimentar. A unidade metavulcânica máfica tende a ocupar as partes mais externas do sinclinório enquanto nas partes centrais predominam os metassedimentos. Já a unidade metavulcânica félsica com área de exposição mais restrita ocorre em núcleos lenticulares descontínuos (fig. 2).

UNIDADE METAVULCÂNICA MÁFICA

Esta unidade constitui a porção basal da seqüência do Rio Itapicuru, ocupando praticamente 50% da área de exposição das rochas supracrustais, e é formada por extensos derrames basálticos com delgadas intercalações sedimentares marcando os intervalos de quiescência do vulcanismo. Esse conjunto é atravessado por diques e sills de rochas gabróticas, também incluídas na unidade.

Os metabasaltos são finos, de diversas tonalidades de verde, maciços ou xistosos e apesar do metamorfismo preservam localmente feições magmáticas primárias como almofadas (*pillows*) brecha de fluxo, textura variolítica, porfirítica e amidaloideal.

A mineralogia dos metabasaltos é essencialmente metamórfica e a paragênese predominante é actinolita-epidoto-albita-leucóxeno, com menores quantidades de clorita e às

vezes de quartzo. Os tipos contendo carbonatos normalmente são mais ricos em clorita e quartzo e mais pobres em actinolita. Próximo aos domos de rochas plutônicas os metabasaltos estão transformados em anfibolitos de textura nematoblástica com a assembléia hornblenda e oligoclásio. Nas zonas marginais dos terrenos “granito-greenstone” além da hornblenda e oligoclásio os anfibolitos podem conter diopsídio metamórfico.

Os metassedimentos da unidade metavulcânica máfica são predominantemente do tipo formação ferrífera bandada e incluem chert laminado, itabiritos, xistos grafitosos, grauvacas e tufos máficos e finos.

UNIDADE METAVULCÂNICA FÉLSICA

Sobre os metabasaltos ocorre uma seqüência vulcânica félsica em que as lavas são volumetricamente subordinadas, sendo constituída predominantemente por rochas vulcânicas félsicas fragmentadas, associadas a rochas sedimentares clásticas. Além desse conjunto, os diques de rochas félsicas afaníticas que cortam a seqüência máfica, interpretados como condutos das lavas félsicas, foram incluídos na unidade félsica. As rochas desta unidade não chegam a constituir 10% da área de exposição de rochas supracrustais e concentram-se em núcleos lenticulares, testemunhos de antigos centros vulcânicos, onde as lavas se entremeiam de forma complexa a rochas piroclásticas e sedimentares.

As rochas félsicas fragmentadas constituem um grupo de litologias híbridas com diferentes proporções de contribuições piro e epiclástica, compreendendo aglomerados contendo fragmentos vulcânicos estirados de até mais de 1 metro de comprimento lapili-tufos, tufos de cristal e tufos finos.

As lavas félsicas por sua vez, são volumetricamente subordinadas às rochas vulcanoclásticas e seus derrames não são extensos como os basálticos, formando lentes irregulares e descontínuas que gradam para as rochas fragmentadas. As lavas são maciças, brancas a cinza escuro, afaníticas ou porfíricas com matriz afanítica. Ao contrário dos metabasaltos, quase totalmente recristalizados, as lavas félsicas muitas vezes preservam fenocristais de hornblenda marrom e fenocristais e microlitos de oligoclásio-andesina zonados.

Os produtos de alteração metamórfica mais comuns incluem epidoto, sericita e albita.

As rochas da unidade metavulcânica félsica gradam lateral e verticalmente para a unidade metassedimentar.

UNIDADE METASSEDIMENTAR

Rochas metassedimentares são encontradas intercaladas aos metabasaltos e rochas vulcânicas félsicas, mas formam também espessos pacotes, os quais foram englobados na unidade metassedimentar que constitui cerca de 40% da área de exposição de rochas supracrustais. Distinguem-se dois tipos de associações sedimentares: grauvacapelito e arcósio-conglomerado (fig. 2). As duas associações são tipicamente turbidíticas com alternâncias de níveis bem laminados, gradados e perturbados (leitos com deformações sinsedimentares e brechas intraformacionais), caracterizando sedimentos do tipo *flysh*.

Em geral a associação grauvaca-pelito é mais fina e grafitosa, de coloração escura a esverdeada, quase sempre associada ou recobrindo a unidade metavulcânica máfica. A associação arcósio-conglomerado por sua vez é mais grossa, quartzosa, geralmente associada e recobrindo a unidade metavulcânica félsica.

ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Dois pequenos corpos ultramáficos foram observados na zona de transição entre as unidades metavulcânica e metassedimentar na margem esquerda do Rio Itapicuru. A escassez de afloramentos não permite definir melhor as relações com as encaixantes, mas algumas feições petrográficas ao microscópio sugerem serem derivados de líquidos ultramáficos (M. da Glória Silva com. pessoal).

ROCHAS PLUTÔNICAS

Rochas plutônicas de composição tonalítica a granodiorítica ocorrem em domos de forma elítica de dimensões variando de 5 a 50 km (figs. 1, 2). Geralmente são intrusivas na unidade metavulcânica máfica e mais raramente na metassedimentar. Esses domos são separados entre si por delgadas lúngas de metabasaltos.

Em geral nas partes centrais desses plutons observa-se textura granitóide contendo xenólitos não deformados, enquanto as zonas marginais têm textura gnáissica e contêm xenólitos estirados e parcialmente assimilados.

As rochas plutônicas pobres em potássio são constituídas essencialmente por quartzo, oligoclásio, menores quantidades de K-feldspato, e biotita, além de clorita e epidoto secundários. As rochas de composição granodiorítica contêm quartzo, oligoclásio-andesina, K-feldspato (15–20%), biotita (5–10%), associado ou não a hornblenda e acessoriamente zircão, esfero e apatita. Os principais produtos de alteração são a sericita e epidoto.

GEOQUÍMICA

Devido a expressiva atividade magmática na região do Rio Itapicuru, para um melhor entendimento de sua geologia, é fundamental o conhecimento das características geoquímicas das rochas ígneas.

Com este objetivo foram analisados quimicamente os elementos maiores e alguns elementos em traço de 32 amostras de lavas da unidade metavulcânica máfica e 12 da unidade metavulcânica félsica, coletadas ao longo das seções do Rio Itapicuru e Rio do Peixe, além de 7 amostras isoladas de rochas plutônicas texturalmente homogêneas.

As análises foram feitas por fluorescência de raios-X, nos laboratórios do Departamento de Geologia da Universidade de Western Ontario (Canadá). Algumas dessas análises consideradas representativas e as médias calculadas estão representadas na tabela 1.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS

A feição química mais marcante das lavas do Rio Itapicuru é a tendência bimodal de sílica. O primeiro grupo, representado por xistos máficos da unidade metavulcânica máfica com teores de SiO₂ menores que 52% foi classificado como “basalto” e o segundo com mais de 60% de SiO₂ cai preferencialmente na zona de superposição dos campos de andesito e dacito no diagrama de classificação de Church (1975) da figura 3.

Basaltos, andesitos e dacitos podem pertencer às séries de diferenciação magmática toleítica ou calco-alcalina (Nockolds e Allen, 1953, 1954, 1956; Kuno, 1968). A diferenciação da primeira é marcada pelo enriquecimento em TiO₂ e FeO*, enquanto a outra é caracterizada pelo forte aumento de SiO₂ e discreto empobrecimento em TiO₂ (Miyashiro, 1974).

*FeO = ferro total expresso em FeO.

TABELA 1

ANÁLISES QUÍMICAS REPRESENTATIVAS E MÉDIAS DE ROCHAS
VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS DA REGIÃO DO RIO ITAPICURU

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	47.61	47.51	50.23	48.25	49.86	52.03	50.65	48.94	63.67	60.98	70.59	62.64	63.64	65.98	68.97	71.60	73.32	SiO ₂
TiO ₂	1.98	1.91	1.89	1.96	1.12	1.04	1.05	1.17	37	42	31	41	37	1.14	38	20	16	TiO ₂
Al ₂ O ₃	14.95	13.90	14.15	14.34	14.88	14.28	14.46	14.87	16.02	17.75	14.92	17.35	17.22	13.18	14.26	14.85	14.56	Al ₂ O ₃
Fe ₂ O ₃	1.47	-	-	-	2.78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Fe ₂ O ₃
FeO*	-	17.84	15.33	16.26	-	11.92	12.87	13.78	5.37	5.90	3.33	5.98	5.22	6.75	4.54	3.17	2.27	FeO*
FeO	14.98	-	-	-	10.74	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	FeO
MnO	28	53	27	34	25	22	24	30	26	21	20	25	27	28	25	23	01	MnO
MgO	5.30	5.98	5.97	5.72	6.81	6.54	7.18	7.16	1.29	1.96	83	1.78	1.44	1.09	1.24	68	23	MgO
CoO	11.93	9.80	10.64	11.02	11.72	11.74	11.26	11.43	6.14	6.37	3.01	5.86	6.63	3.18	2.90	2.56	2.14	CaO
P ₂ O ₅	13	16	12	12	04	03	04	05	09	08	03	08	08	55	13	02	03	P ₂ O ₅
Na ₂ O	1.47	2.34	2.28	1.98	2.03	2.20	2.10	1.88	5.97	5.26	5.29	4.62	5.03	3.28	4.28	5.77	5.79	Na ₂ O
K ₂ O	03	04	10	05	01	01	08	04	02	1.06	1.59	1.12	04	4.22	3.01	2.56	1.48	K ₂ O
LI	3.61	4.17	-	-	4.36	12.30	-	-	2.00	2.44	-	-	-	1.41	75	1.67	52	LI
CO ₂	29	2.20	-	-	66	6.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	CO ₂
Ba	-	35	107	74	49	40	126	44	80	810	380	610	106	2800	1370	157	1580	Ba
Ni	-	87	67	74	98	99	93	120	21	31	36	35	30	44	49	43	44	Ni
Nb	-	12	11	11	6	3	8	9	13	9	22	13	15	64	22	21	25	Nb
Y	-	44	39	42	27	21	25	28	9	10	11	10	10	57	12	8	30	Y
Zr	-	138	111	109	57	50	56	64	64	66	141	71	68	1140	140	120	290	Zr
Rb	-	7	6	6	2	4	6	5	4	24	57	28	5	131	95	39	81	Rb
Sr	-	142	122	147	124	113	143	113	1390	1080	407	850	1000	544	730	460	1170	Sr

- 1- Basalto inferior
- 2- Basalto inferior carbonatizado
- 3- Basalto inferior de alta sílica (média de 9 amostras)
- 4- Basalto inferior de baixa sílica (média de 9 amostras)
- 5- Basalto superior
- 6- Basalto superior carbonatizado
- 7- Basalto superior de alta sílica (média de 8 amostras)
- 8- Basalto superior de baixa sílica (média de 7 amostras)
- 9- Andesito de baixo K
- 10- Andesito de alto K
- 11- Dacito
- 12- Andesito de alto K (média de 5 amostras)
- 13- Andesito de baixo K (média de 6 amostras)
- 14 a 17 - Rochas plutônicas

OBS.: Os óxidos são recalculados sem voláteis e expressos em %, e os elementos em ppm.

L.I. = perda ao fogo.

FeO* = ferro total.

As litologias predominantes na série toleítica são os termos basálticos, ao passo que na série calco-alcalina dominam as rochas intermediárias em sílica (Martin e Piwinski, 1972).

O melhor indicador do grau de diferenciação, quando se comparam as duas séries, é a relação FeO*/MgO uma vez que SiO₂, normalmente utilizado como indicador, aumenta muito pouco ou mesmo decresce na série toleítica (Miyashiro, 1974).

A fig. 4 mostra a variação composicional das rochas vulcânicas do Rio Itapicuru, plotando SiO₂, FeO* e TiO₂ contra a relação FeO*/MgO, distinguindo-se os dois grupos de lavas.

Evidenciam-se duas tendências opostas. Um *trend* de enriquecimento em ferro acompanhado de forte aumento de TiO₂ e discreta depleção de SiO₂, marcado pelas rochas máficas e outro *trend* de enriquecimento em sílica, caracterizado por um ligeiro decréscimo de TiO₂, envolvendo as rochas félsicas.

As rochas basálticas pertencem nitidamente ao *trend* toleítico de enriquecimento em ferro. Os andesitos e dacitos por sua vez definem uma tendência de enriquecimento em sílica, típica da série calco-alcalina, embora não coincidam perfeitamente com o campo das calco-alcalinhas, de acordo

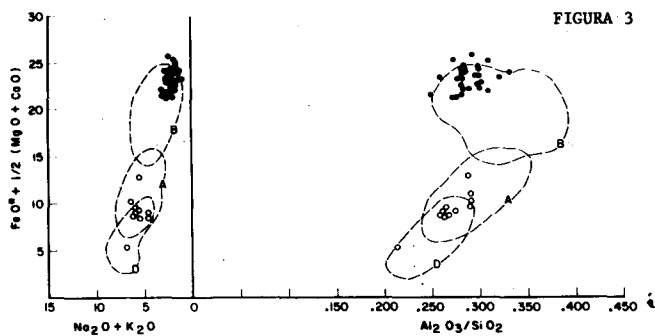


FIGURA 3

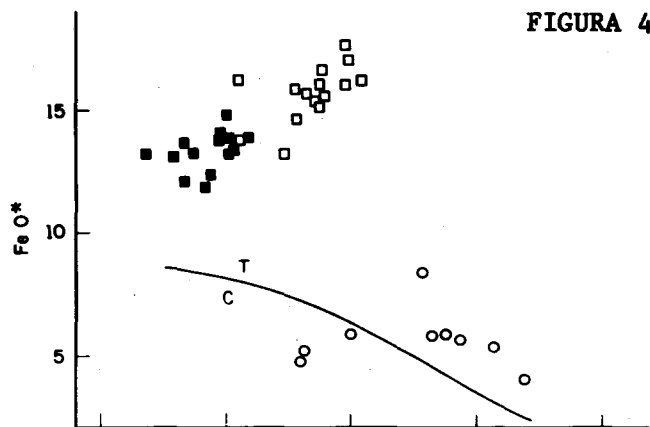
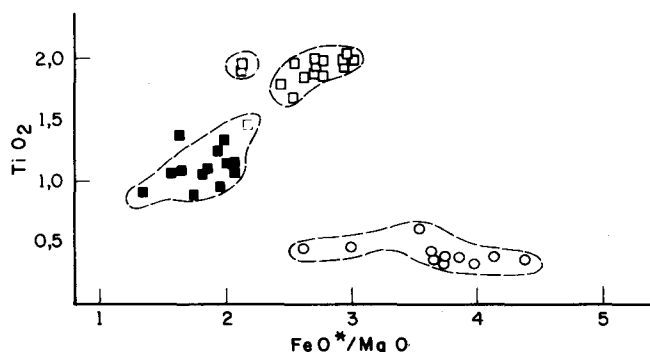
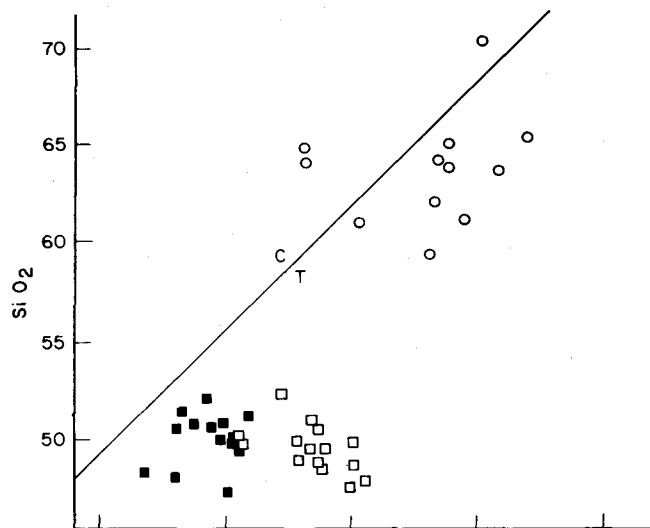


FIGURA 4



com a linha divisória proposta por Miyashiro (1974).

Entretanto, a evidente separação entre os dois grupos de rochas e o comportamento do TiO_2 e FeO^* durante a diferenciação não deixam dúvidas de que constituem diferentes famílias de rochas ígneas.

Os basaltos têm afinidade toleítica e as vulcânicas félsicas afinidade calco-alcalina.

Composicionalmente, distinguem-se dois tipos de basaltos. O primeiro, estratigraficamente inferior, com teores mais elevados de FeO^* e TiO_2 , e o outro estratigraficamente superior com conteúdo ligeiramente menor desses elementos (Fig. 4). Todos os basaltos são pobres em potássio (abaixo de 0,10% K_2O), uma feição típica dos basaltos arqueanos (Glickson, 1972).

A indicação da natureza toleítica dos basaltos é reforçada ainda pelo padrão da distribuição do Ti , Zr , Sr e Y (fig. 5). Os diagramas de Pearce e Cann (1973), os quais relacionam rochas vulcânicas básicas com o ambiente tectônico (*tectonic setting*) mostram que os basaltos do Rio Itapicuru são análogos aos toleitos de assoalho oceânico moderno (*modern ocean-floor tholeiite*) (Fig. 5).

Os basaltos superiores exibem características transicionais entre os toleitos de assoalho oceânico e toleitos de arcos insulares.

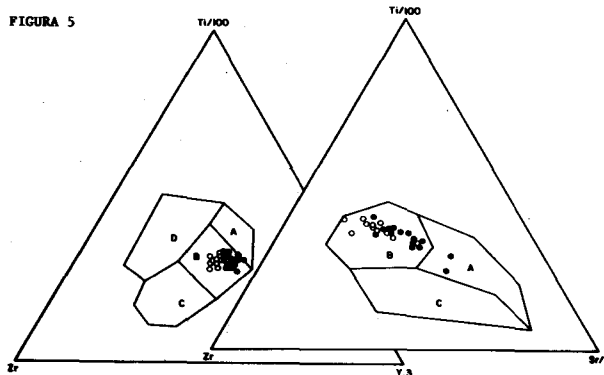


FIGURA 5

Mineralogicamente os andesitos e dacitos do Rio Itapicuru correspondem à série hiperstênica de Kuno (1968), com a hornblenda como mineral máfico predominante, porém, quimicamente diferem ligeiramente da série hiperstênica típica. O teor de sílica é alto (60 a 65%) e o MgO baixo (menos de 2%), mas os valores não são muito distantes das médias de Taylor (1969) para os andesitos e dacitos calco-alcalinos.

Melhor identificação, tanto do ponto de vista mineralógico, como químico, encontra-se nas rochas calco-alcalinas de margem continental ativa, tipo Andino, as quais Jakes e White (1972) distingue das calco-alcalinas de arcos insulares (ou série hiperstênica) pelo maior conteúdo de sílica e razão FeO^*/MgO mais alta.

Com relação a concentração de K_2O , os andesitos e dacitos podem ser subdivididos em 2 tipos (ver análises médias 12 e 13 da tabela 1). O tipo de baixo K_2O tem conteúdos de Ba e Rb nitidamente mais baixos que os andesitos mais ricos em K_2O .

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS

Amostras textualmente homogêneas das partes centrais de 7 plutons foram analisadas quimicamente. Não podem ser consideradas como representativas de cada corpo, devido

as heterogeneidades textural e talvez composicional entre as bordas e núcleo, porém podem se destacar algumas observações. As rochas plutônicas incluem tonalitos, quartzo dioritos, quartzo monzonitos e granodioritos de composições comparáveis às rochas plutônicas da região de Barberton na África do Sul (Fig. 6) mas com valores de Ca mais elevados. A relação K_2O/Na_2O varia de 0,2 a 1,3 mas em geral é muito baixo, inferior a 0,5, característica dos "granitos sódicos arqueanos" (Glickson, 1972).

De um modo geral as rochas plutônicas apresentam valores de SiO_2 mais altos que os andesitos e dacitos calco-alcalinos. Porém, para o mesmo valor de SiO_2 , as rochas intrusivas e extrusivas da região do Rio Itapicuru apresentam similaridades químicas marcantes, o que pode sugerir afinidades genéticas entre as rochas plutônicas e vulcânicas félsicas (compare-se as análises 11 e 16-17 da tabela 1).

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A caracterização da evolução geoquímica do vulcanismo da seqüência do Rio Itapicuru, permite esboçar algumas idéias sobre a evolução geotectônica da região. Como foi visto, as lavas félsicas do Rio Itapicuru têm características geoquímicas calco-alcalinas enquanto os basaltos têm características de toleitos de assoalho oceânico e os basaltos superiores parecem transicionar para basaltos de baixo potássio.

Os ambientes modernos, onde se manifestam vulcanismos calco-alcalinos, são os arcos insulares e margens continentais ativas (zona de subducção), onde se associam as rochas vulcânicas da série toleiítica. Os toleitos de arcos insulares são geoquimicamente distintos dos toleitos de assoalho oceânico (Cann 1970, 1971; Pearce e Cann, 1973; Martin e Piwinski, 1972). Se as semelhanças geoquímicas por si só não permitem tecer analogias lineares com ambientes tectônicos modernos, a distinção entre ambiente orogênico e não orogênico ou mais genericamente zonas de compressão e distensão provavelmente é válida.

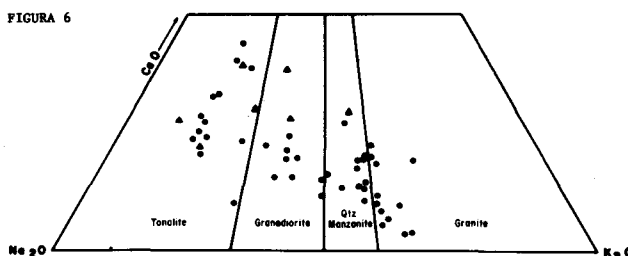
Nesse caso podemos admitir para a seqüência do Rio Itapicuru, uma fase inicial anorogênica, provavelmente oceânica, caracterizada por vulcanismo teleiítico oceânico associado a sedimentação química, e uma fase final orogênica (ou em condições de compressão) marcada por atividade vulcânica calco-alcalina e sedimentação clástica. A maior afinidade geoquímica das rochas calco-alcalinas estudadas com as de margens continentais ativas e distinta das de arcos insulares poderia sugerir condições de crosta relativamente espessa.

As rochas plutônicas por sua vez cortam preferencialmente as rochas da seqüência inferior, o que se pode indicar uma fase de atividades plutônicas entre as fases de extensão e compressão. Alternativamente o magmatismo plutônico poderia ser penecontemporâneo à atividade vulcânica calco-alcalina, geneticamente relacionados entre si, como sugerem as similaridades composicionais.

"GREENSTONE BELTS", CONCEITOS E A SEQUÊNCIA DO RIO ITAPICURU

Baseados principalmente em analogias de associações litológicas, estilo estrutural e metamorfismo, os trabalhos pioneiros na região (Mascarenhas, 1973, Mascarenhas et al, 1975) já levantaram a hipótese das seqüências do Rio Itapicuru pertencerem ao tipo *greenstone belt* arqueano, delineando uma evolução geotectônica similar a de outros Cratons

FIGURA 6



antigos em outros continentes. Os dados aqui apresentados vem reforçar essas analogias, entretanto, considerando-se que associações vulcanos-sedimentares com características geológicas e geoquímicas similares aos estudados são encontrados em diversos ambientes tectônicos, cabe aqui uma rápida revisão conceitual de *greenstone belt* a fim de verificar se os elementos disponíveis são suficientes para uma classificação segura.

Os cinturões de xistos verdes (*greenstone belts*) são escassos remanescentes supracrustais em cratons antigos, constituindo elementos essenciais dos mesmos (Anhaeusser et al, 1969), e são descritos como fragmentos de seqüências vulcânicas, predominantemente máficas engolfadas em um "oceano" de rochas plutônicas gnáissicas de composição tonalítica a granodiorítica (Pettijohn, 1972). Um *greenstone belt* típico contém grande volume (40–50%) de rochas vulcânicas máficas e ultramáficas, geralmente com evidências de extrusão sub-aquática; um volume menor de derrames e rochas piroclásticas intermediárias a ácidas; e volume variável de sedimentos imaturos constituídos por grauvas gradadas, arcósis imaturos, xistos grafitosos e formação ferrífera bandada (Glickson, 1971, Goodwin e Ridler, 1970, Walker et al, 1971). O vulcanismo pode ser de natureza komatiítica, toleiítica e calco-alcalina, os dois primeiros, predominam nos níveis inferiores enquanto o último caracteriza os níveis superiores.

O vulcanismo e a sedimentação dos *greenstone belts* assemelham-se aos de eugeos-sinclíneos (Miller, 1975), mas com predominância geral de Sódio (Na) sobre Potássio (K) e pouca variedade de rochas sedimentares comuns (Pettijohn, 1972, Engel et al, 1974). Raramente um *greenstone belt* é completo contendo todos os elementos comentados, de modo que a feição realmente distintiva dos *greenstone belt* não é a presença de determinadas litologias, as quais podem ocorrer também em outros ambientes mais novos, mas sim a virtual ausência de sedimentos mais maduros e de rochas ígneas mais potássicas (Cloud, 1976).

A seqüência supracrustal do Rio Itapicuru possui comprovadamente todos "ingredientes" de um *greenstone belt* típico, com exceção da seqüência komatiítica inferior. Além disso, ficou comprovada a inexistência em larga escala de sedimentos mais maduros e rochas ígneas potássicas. Pode-se portanto classificar a seqüência metavulcanossedimentar do Rio Itapicuru como do tipo *greenstone belt* arqueano.

ESTRATIGRAFIA QUÍMICA E COMPARAÇÕES COM "GREENSTONE BELTS" DE OUTROS CRATONS

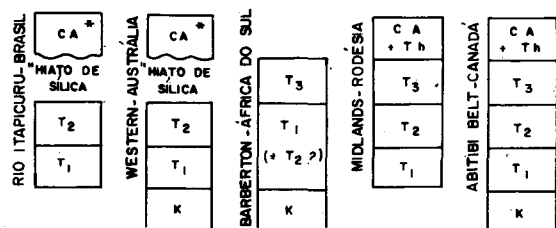
Definida a seqüência como cinturões de xistos verdes arqueanos (*greenstone belts*), torna-se possível estabelecer comparações com seqüências análogas em outros cratons.

A Fig. 7 procura correlacionar a estratigrafia química das rochas vulcânicas do Rio Itapicuru com a de *greenstone belts* selecionados do Canadá, Austrália, África do Sul e Rodé-

PARTE II - EMBASAMENTO DO CRATON

sia. A comparação é feita dentro de um modelo de 3 degraus, o inferior komatiítico, o médio toleítico e o superior calco-alcalino.

FIGURA 7 - ESTRATIGRAFIA QUÍMICA ESQUEMÁTICA DAS LAVAS DE ALGUNS GREENSTONE BELTS



- K = Suite komatiítica
 T₁ = Toleiitos de alto Fe;
 T₁ = Toleiitos de baixo Fe;
 T₂ = Seqüência toleiítica diferenciada;
 T₃ = Seqüência calco-alcalina com predominância de andesitos de alta sílica, sem toleiitos associados;
 CA* = Seqüência calco-alcalina com abundância de andesito basáltico, associado a lavas toleiíticas (Th).
 CA = Seqüência calco-alcalina com abundância de andesito basáltico, associado a lavas toleiíticas (Th).

REFERÊNCIAS:

- MIDLANDS-RODÉSIA-CONDIE e HARRISON (1976)
 BARBERTON, A. DO SUL - ANHAEUSSER (1976); VILJOEN e VILJOEN (1969 a e b)
 AUSTRÁLIA - HALLBERG (1972); HALLBERG et al (1976a e b)
 ABITIBI, CANADÁ - GOODWIN (1977); JOLLY (1977); GELINA et al (1977).

A unidade inferior caracteriza-se pela presença de rochas da série komatiítica, que podem ser peridotitos, piroxenitos (intrusivos e extrusivos) e basaltos magnesianos. A série komatiítica pode ser a única atividade extrusiva desta unidade como em Shangani na Rodésia (Viljoen et al 1976) ou estar associada a derrames basálticos toleíticos em proporções variáveis, como no grupo Onverwacht na África do Sul, no Bloco de Yilgarn na Austrália e no Abitibi Belt do Canadá (Viljoen e Viljoen, 1969a; Anhaeusser, 1976; Hallberg, 1972; Arndt et al, 1977). Rochas ultramáficas komatiíticas subordinadas podem ocorrer também em níveis estratigraficamente superiores como em Barberton, África do Sul (Viljoen e Viljoen, 1969b), e possivelmente no Rio Itapicuru.

Sobre a unidade komatiítica inferior, superpõem-se seqüências formadas predominantemente por basaltos toleíticos (sub-unidade Y₁ e T₂ da figura 7), as quais ocorrem em todos os greenstone belts e podem ser utilizadas para correlações químico-estratigráficas. Nesta unidade distinguem-se dois tipos de basaltos toleíticos com relação ao conteúdo de Fe-Ti. A variedade rica em Fe-Ti caracteriza a parte estratigraficamente inferior do pacote toleítico nos greenstone belts do Rio Itapicuru, Abitibi Belt no Canadá (Jolly, 1977; Gélina, 1977), em Midlands na Rodésia (Condie e Harrison,

1976) e possivelmente na região de Kalgoorlie na Austrália (Hallberg, 1972). Já o tipo de Fe-Ti relativamente mais baixo ocorre seguramente em todos os greenstone belts. A homogeneidade geoquímica desses basaltos é ilustrada na figura 8 em que se visualiza perfeitamente os pontos representativos dos metabasaltos de vários greenstone belts coincidindo com o campo composicional dos metabasaltos do Rio Itapicuru.

Diagramas de discriminação de ambiente tectônicos, utilizando elementos imóveis, mostram que os metabasaltos arqueanos caem preferencialmente no campo dos toleiitos de assoalho oceânico moderno, embora algumas amostras caiam no campo dos toleiitos de arcos insulares (toleiitos de baixo potássio) e calco-alcalinas (Hart et al, 1970, Condie, 1976 e Fig. 5). Os basaltos toleíticos podem ser estratigraficamente superpostos por diferenciados toleíticos mais félsicos (T₃ da Fig. 8), e em certos greenstone belts apresentam vários ciclos de máficos e félsicos (Goodwin, 1977). Entretanto, mesmo no exemplo canadense que contém volume apreciável de diferenciados félsicos toleíticos, as lavas dominantes na seqüência toleítica são de composição basáltica.

Seqüências calco-alcalinas nem sempre estão representadas em greenstone belts, e mesmo quando presentes, ocorrem em complexos vulcânicos isolados. A seqüência vulcânica superior distingue-se pela série ígnea calco-alcalina, e sua correlação é dificultada pela complexidade litológica e geoquímica. As rochas da seqüência têm conteúdo de SiO₂ muito heterogêneo e os vários ciclos vulcânicos podem apresentar a diferenciação completa basalto-andesito-riolito, ou começar por termos mais intermediários a ácidos. Além disso, nesta unidade as rochas calco-alcalinas podem ocorrer associadas a rochas toleíticas também diferenciadas, de modo que as relações estratigráficas com as sub-unidades toleíticas subjacentes nem sempre ficam claras.

Apesar da complexidade das variáveis, pode-se distinguir dois tipos de greenstone belts com relação ao nível químico-estratigráfico superior. O primeiro que inclui o Rio Itapicuru e o bloco de Yilgarn, é caracterizado pelo hiato no conteúdo de SiO₂ entre os meta-basaltos toleíticos e a seqüência superior. Esta é formada essencialmente por rochas calco-alcalinas geoquimicamente semelhante às de margens continentais tipo Andes Centrais, com alto conteúdo de sílica e escassas rochas com valores entre 50 e 55% de SiO₂. A sílica varia de 58 a 70% no Rio Itapicuru, 55 a 75% em Marda (Hallberg et al, 1976b) e 55 a 67% em Pobelle (Hallberg et al, 1976a).

No outro tipo de greenstone belt a distribuição da sílica é unimodal e apresenta trends geoquímicos tanto toleítico como calco-alcalino (Wilson et al, 1965) e abundância de termos basalto-andesíticos, com sílica entre 50 e 55% e sem andesitos de alta sílica (Jolly, 1977, Goodwin, 1977, Gélina,

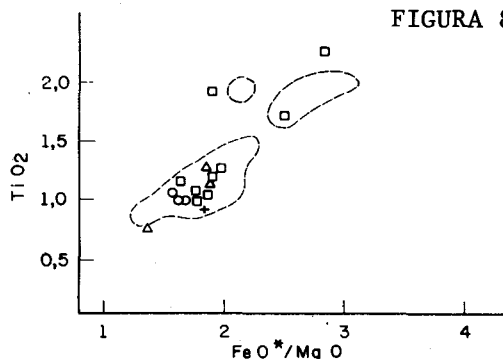


FIGURA 8.

et al, 1977). O *greenstone belt* de Midlands, Rodésia (Condie, 1976; Condie et al, 1976) e possivelmente os do bloco de Pilbara, Austrália (Miller, 1975) pertencem a este grupo.

De acordo com Jolly (1977), a passagem de diferenciação toluítica para calco-alcalina no Abitibi Belt é transicional com progressivas variações na composição do magma parental. Deste modo, as seqüências calco-alcálicas do Abitibi, geneticamente relacionadas às seqüências toleíticas, constituem a série calco-alcálica tipo arco insular ou série hiperstênica como definida por Kuno (1968). Por outro lado, as rochas calco-alcálicas do Rio Itapicuru e Austrália Ocidental representam produtos vulcânicos derivados de magmas parentais quimicamente distintos dos que deram origem aos basaltos toleíticos.

Curiosamente os depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços de Zn-Cu (Pb) só ocorrem na unidade superior da seqüência de lavas de *greenstone belt* tipo Abitibi e nas seqüências calco-alcálicas de arcos insulares Fanerozóicos.

O "GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU E SUAS POSSÍVEIS INTERRELAÇÕES COM OUTRAS UNIDADES DO CRATON DE SÃO FRANCISCO – O PROBLEMA DA IDADE

No Brasil, as idades radiogênicas pré-Fanerozóicos estão razoavelmente definidas em 2,7 b.a.; 2,0 a 1,8 b.a.; 1,5 a 1,1 b.a. e 0,75 a 0,50 b.a. Recebem respectivamente os nomes de Jequié, Transamazônico, Uruçuano e Brasileiro, e expressam claramente eventos tectônicos e termais e assim foram originalmente conceituados (Almeida, 1969, 1971; Ferreira, 1972; Cordani, 1973), embora posteriormente aplicados com significados diversos. Neste trabalho procurou-se utilizar tais termos em sua estrita concepção original de eventos tectônicos e na ausência de nomenclaturas formais claras para as demais categorias como idade, ciclos de deposição etc., utilizamos apenas intervalos de tempo expressos em termos mais aceitos na bibliografia de língua inglesa como Arqueano, Proterozóico Inferior e Proterozóico Superior.

A conceituação de Arqueano defronta-se hoje com duas grandes correntes de pensamento. A primeira, adotada pela Comissão Internacional da Carta Tectônica do Mundo, é essencialmente cronológica, definindo-o como os tempos que precedem 2,4 b.a. A segunda, que parece mais adequada, é uma conceituação mais evolutiva como a de Cloud (1976), que considera o Arqueano como um estágio primitivo da evolução crustal, caracterizado pelo desenvolvimento de *greenstone belts*.

Esta conceituação é bem ampla, não sendo necessariamente sincrônica em todo globo, não impedindo inclusive, que numa determinada região onde ainda se formam *greenstone belts*, desenvolvem-se simultaneamente estruturas mais evoluídas. A eventual existência de *greenstone belt* mais novos não invalida a caracterização de um tempo geológico dos *greenstone belts*, assim como na história da evolução da espécie humana, a existência de civilização com características paleolíticas em pleno século vinte não interfere na conceituação de período paleolítico ou neolítico.

Dentro dessa mesma concepção, o Proterozóico Inferior pode ser caracterizado como o tempo em que se desenvolvem as primeiras seqüências de sedimentação madura, epicratônica, acompanhada por magmatismo predominantemente potássico. Não se registram *red beds* e podem estar associados a extensos pacotes de formação ferrífera. Outra característica muito citada neste período são os conglomerados

piritosos como ouro e uraninita, tipificados pela seqüência de Witwatersrand na África do Sul (Pretorius, 1974), Super-grupo Huroniano no Canadá (Roscoe, 1969; Frarey e Roscoe, 1970) e que têm no Brasil os correspondentes no Grupo Jacobina (Bateman, 1958; Leo et al, 1964).

Tratando-se de rochas de alto grau metamórfico, o problema conceitual de idade pode ser mais controverso. Ao se definir uma unidade como constituída por gnaisses e migmatitos, a idade de sua formação é a idade do metamorfismo. Por outro lado, as rochas que deram origem a esses metamorfitos têm idade de formação mais antiga, mas os critérios para sua determinação são mais vagos.

Se a caracterização geológica da seqüência do Rio Itapicuru for válida para todo Complexo Serrinha de Mascarenhas et al, (1975) e Seixas et al (1975) ou Grupo Uauá de Pires et al (1977), os terrenos granito-*greenstone* se estendem por área superior a 13.000 km². Assim a evolução tipo *greenstone* não é apenas um fenômeno isolado, mas sim de expressão regional e seria um elemento essencial do Craton. Aceitando-se a conceituação não cronológica de *eons* precambrianos, podemos afirmar que a seqüência do Rio Itapicuru, é de idade Arqueana.

Mais para oeste, na Serra de Jacobina, ocorrem exposições de seqüências metassedimentares maduras epicratônicas com características do Proterozóico Inferior, que correspondem ao Grupo Jacobina. As seqüências supracrustais Arqueana e Proterozóica Inferior são separadas por terrenos granito-gnáissicos.

Se do ponto de vista evolutivo as duas seqüências supracrustais, Itapicuru e Jacobina, podem ser consideradas Arqueana e Proterozóica Inferior respectivamente, do ponto de vista cronológico o quadro regional ainda não é claro. Os dados geocronológicos disponíveis (veja tabela 2) não são conclusivos mas é evidente que o tectonismo Transamazônico (2,0 – 1,8 b.a.) afetou toda região, inclusive atuando sobre rochas mais antigas que o tectonismo Jequié (2,7 b.a.).

Com relação à Serra de Jacobina, o padrão geocronológico é compatível com a evolução geológica Proterozóica Inferior (Cordani, 1976a; de Sá, 1977).

Os terrenos granito-gnáissicos, conceituados como constituídos por metamorfitos de alto grau, devem ser considerados como formados durante o tectonismo Transamazônico. À medida que se desenvolvem trabalhos determinando a origem das rochas desses terrenos granito-gnáissicos, as diversas litologias poderão ser eventualmente incorporadas a unidades litológicas correspondentes às seqüências supracrustais de oeste ou de leste. Mas a unidade geotectônica permanecerá Transamazônica.

Nos terrenos granito-*greenstone* os dados geocronológicos são mais vagos e permitem a formulação de duas hipóteses.

Na primeira hipótese, considerando os dados geocronológicos com o mesmo significado da Serra de Jacobina, as duas seqüências seriam penecontemporâneas. Os *greenstone belts* representariam a zona eugeossinclinal, enquanto a seqüência epicratônica corresponderia ao miogeossinclíneo. Este tipo de modelo foi sugerido por Jordan (1973) e é bastante contestado pelos estudiosos da região, embora não haja evidências factuais que o refutem.

A outra hipótese é mais coerente com os modelos de evolução precambriana de maior aceitação no Canadá, África do Sul e Austrália. Os *greenstone belts* seriam mais antigos que as seqüências epicratônicas, anteriores ao tectonismo

TABELA 2
SÍNTESE DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

	DATAÇÕES K/Ar (b.a.)	ISÓCRONAS Rb/Sr (b.a.)
Seqüências supra crustais da Serra de Jacobina	2,0-1,8	≈ 2,0
Terrenos gnáissico-migmatíticos	Predominantemente 2,0-1,8	≈ 2,0 ≈ 2,8
Terrenos granito-greenstone	2,0	Em rochas plutônicas potássicas da borda ocidental ≈ 2,0
Terrenos granulíticos	Predominantemente 2,0	≈ 2,7 ≈ 2,0

Dados de Cordani, 1976a; 1976b; 1977; Cordani e Iyer, 1976.

Jequié e afetados por plutonismo e efeitos termais do evento Transamazônico à semelhança dos terrenos granito-greenstone da Província de Churchill no Canadá. O desenvolvimento da primeira seqüência epicratônica, por sua vez ocorreria num período compreendido entre 2,7 e 2,0 b.a.

CONCLUSÕES

A seqüência vulcanossedimentar da região do médio Rio Itapicuru é similar à de greenstone belts arqueanos de outros cratons antigos, tanto em termos da associação litológica, da natureza geoquímica do vulcanismo como da evolução geotectônica.

A unidade metavulcânica máfica, constituída essencialmente por metabasaltos geoquimicamente similares às de toleítos de assoalho oceânico moderno, representa a fase anorogênica da evolução do greenstone belt do Rio Itapicuru. A fase orogênica que se sucede é testemunhada pelo vulcanismo félsico com características geoquímicas análogas às de calco-alcalinas de margem continental ativa. O magmatismo plutônico por sua vez é seguramente posterior ao vulcanismo toleítico, podendo ser penecontemporâneo e geneticamente relacionado à atividade extrusiva calco-alcalina, como sugerem as afinidades composicionais.

As rochas metabasálticas e plutônicas do Rio Itapicuru são geoquimicamente similares à de seqüências análogas de outros cratons melhor estudados. Já o nível químico-estratigráfico superior calco-alcalino tem maior afinidade com o dos greenstone belts da Austrália Ocidental, caracterizando-se pelo hiato de sílica em relação ao nível químico-estratigráfico toleítico subjascente, e abundância de andesitos de alta sílica, enquanto nos cinturões tipo Abitibi a passagem do nível toleítico para o calco-alcalino é transicional.

Embora caracterizada nos seus traços mais gerais, o conhecimento geológico dos terrenos granito – greenstone do nordeste da Bahia ainda permanece restrito. Se de um ponto de vista evolutivo pode se atribuir idade arqueana à seqüência estudada, as suas relações com as demais unidades do Craton de São Francisco bem como as idades cronológicas continuam polêmicas.

Os estudos geoquímicos foram muito localizados, de modo que as conclusões não podem ser seguramente generalizadas para toda a região e os grupamentos litológicos não devem ser ainda considerados como unidades stratigráficas, necessitan-

do-se ue maior quantidade de observações sistemáticas e melhor conhecimento da geologia estrutural. Estudos petrológicos em rochas ultramáficas ao norte da área poderão revelar a presença de seqüência komatiítica inferior. Com relação às rochas plutônicas, as informações são ainda mais escassas e estudos petrográficos e geoquímicos bem como dos efeitos metamórficos sobre as encaixantes deverão contribuir em muito para completar o quadro regional.

AGRADECIMENTOS: Muitas das idéias apresentadas nasceram em discussões com diversos colegas que trabalharam ou visitaram a área, e embora não citados nominalmente, registramos aqui o mais sincero reconhecimento. Queremos expressar também nossos agradecimentos ao Prof. W. S. Fyfe pelas estimulantes discussões e permissão para o uso dos laboratórios da Universidade de Western Ontario, aos colegas Darci H. Lindenmayer, Persio Mandetta e C. Oiti Berbert pela leitura dos manuscritos e finalmente, à Docegeo pela autorização para a divulgação.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. de, 1969, Divisão crono-estratigráfica do Pré-Cambriano da Plataforma Brasileira, Soc. Bra. de Geol. XXIII Congr. Bras. Geol. *Resumo das conf. e com.*
 1971, Geochronological division of the Pre-Cambrian of South America. *Rev. Bras. Geosc.*, 1, 13-21.
 ANHAEUSSER, C. R., 1976, Archean Metallogeny in Southern Africa. *Econ. Geol.*, 71, 16-43.
 ANHAEUSSER, C. R., MASON, R., VILJOEN, R. P., 1969. A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 2175-2200.
 ARNDT, N. T., NALDERETT, A. J., PYKE, D. R., 1977, Komatiitic rocks from Munro Township, Ontario, *J. Petrol.*, 18, 319-369.
 BARAGAR, W. R. A., 1966, Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks, *J. Earth Sci.* 3, 9-30.
 BARAGAR, W. R. A., GOODWIN, A. M., 1969, Andesites and Archean volcanism of Canadian Shield. *Bull. Oregon Dep. Geol. Min. Indust.*, 65, 121-142.
 BARBOSA, O. et al, 1964, *Geologia e geologia econômica do Vale do Rio Curaçá*: DNPM Rel. Int., Rio de Janeiro.
 BATEMAN, J. D., 1958, Uranium bearing auriferous reefs at Jacobina, Brasil, *Econ. Geol.*, 53, 417-425.
 BLISS, N. W., STIDOLPH, P. A., 1969, A review of the Rhodesian basement complex. *Geol. Soc. S. Afr.*, Spec. pub. 2, 297-304.
 CANN, J. R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 7-11.
 1971, Major element variations in ocean-floor basalts *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.*, 268, 495-505, 1971.
 CHURCH, B. M., 1975, Quantitative classification and chemical composition of common volcanic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 257-263.
 CLOUD, P. E., 1976, Major features of crustal evolution. *Geol. Soc. South Africa*, Annexure to V. LXXIX 33p.
 CONDIE, K. C., 1976, Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts; *Earth. Sci. Reviews.*, 12, 393-417.
 CONDIE, K. C., HARRISON, N. M., 1976, Geochemistry of the Archean Bulawayan Group, Midlands greenstone belt, Rhodesia. *Precam. Res.*, 3, 253-271.
 CORDANI, V. G., 1973, Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória, *Tese de Livre Docência*, Inst. Geosc. USP., São Paulo.
 1976a, Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a folha Aracaju. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Aracaju (SC-24)*, 158-166. Brasília, DNPM.
 1976b, *Determinações, Rb-Sr em rocha total-amostras de Caraiíba [BA]*. (Correspondência para Docegeo).
 1977, *Metavulcânicas da região de Santa Luz. Determinações K-Ar. Dados analíticos*. (Correspondência para Docegeo).
 1978, *Granito de Santa Luz (Distrito Leste) dados analíticos Rb/Sr em rocha total*. Correspondência para Docegeo).
 CORDANI, V. G., IYER, S. S., 1976, Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na folha Salvador. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Salvador (SD-24)*, 77-90. Brasília, DNPM.
 ENGEL, A. E. J., ITSON, S. P., ENGEL, C. G., STICKNEY, D. M.,

- GRAY, E. J. Jr., 1974, Crustal evolution and global tectonics: A petrogenetic view. *Geol. Soc. America Bull.*, 85, 843-858.
- FERREIRA, O., 1972, *Carta tectônica do Brasil-Notícia explicativa*. DNPm.
- FRAREY, M. J., ROSCOE, S. M., 1970, The Huronian Supergroup North of Lake Huron., *Geol. Surv. of Can.* pap. 70-40, 143-158.
- GELINAS, L. BROOKS, C. PERRAULT, G. CARIGHAN, J., TRUDEL, P., GRASSO, F., 1977, Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda District, Quebec. *Geol. Assoc. Can. spec. pap.*, 16, 265-296.
- GLIKSON, A. Y., 1971, Primitive Archean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. *Eart. Planet. Sci. Lett.*, 12, 309-320.
- 1972, Early Precambrian evidence of primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3323-3344.
- GOODWIN, A. M., 1977, Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. *Geol. Assoc. Can. Spec. pap.* 16, 205-242.
- GOODWIN, A. M., RIDLER, R. H., 1970, The Abitibi Orogenic Belt. *Geol. Surv. Canada*, paper 70-40, 1-30.
- HALLBERG, J. A., 1972, Geochemistry of archean volcanic belts in the Eastern Goldfields region of Westestern Australia. *J. Petrol.* 13, 45-56.
- HALLBERG, J. A., CARTER, D. N., WEST, K. N., 1976a, Archean volcanism and sedimentation near Meekathana, Western Australia, *Precambrian Res.* 3, 577-595.
- HALLBERG, J. A., JOHNSTON, C., BYE, S. M., 1976b, The Archean Marda Igneous complex, Western Australia. *Precambrian Res.* 3, 111-136.
- HART, S. R., BROOKS, C., KROGH, T. E., DAVIS, G. L., NAVA, D., 1970, Ancient and Modern volcanic rocks: A trace element model. *Earth Planetary. Sci. Lett.* 10, 17-28.
- JAKES, P. WHITE, A. J. R., 1972, Major and trace elements abundance in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 29-40.
- JOLLY, W. T., 1977, Relations between Archean lavas and intrusives bodies of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario - Quebec. *Geol. Assoc. Can. spec. paper* 16, 311-330.
- JORDAN, H., 1973, Grupo Minas no nordeste da Bahia, Brasil. Soc. Bras. Geol. XXVII Congr. Bras. Geol. *Anais*, V2, 79-104.
- KISHIDA, A., 1979, Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do Médio Rio Itapicuru, Bahia. *Tese de Mestrado*, Un. Fed. da Bahia.
- KUNO, H., 1968, in Hess, H. H., Poldervaart, Arie, (eds). Basalts, V2, 623-688. *Intersci. Publishers* New York.
- LEO G. W., COX, D. P., CARVALHO, J. P. P., 1964, *Geologia da parte sul da Serra de Jacobina, Bahia, Brasil*. DNPm, DGM., Bol. 209. Rio de Janeiro.
- MARTIN, R. F., PIWINSKII, A. J., 1972, Magmatism and tectonic settings., *J. Geophysical Res.*, 77, 4966-4975.
- MASCARENHAS, J. F. de, 1973, A geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia. XXVII Congr. Bras. de Geol., *Anais*, Soc. Bras. Geol. 2, 35-66, Aracaju 1973.
- 1976, Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. Soc. Bras. Geol. XXIX Cong. Bras. Geol. Conferência (não publicada).
- MASCARENHAS, J. F. de, GUIMARÃES, J. T., MORAES, L. C. de, QUEIROZ, C. J. A., MARINHO, M. M., NEVES, J. P. dos, 1975, Geologia da folha de Senhor do Bonfim, *Projeto Bahia*, Rel. Final, volume V.
- MILLER, L. J., 1975, The Archean eugeosyncline of the Pilbara, Australasian Inst. *Min. Met.*, 5, 55-63.
- MIYASHIRO, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins., *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- NOCKOLDS, S. R., ALLEN, R., 1953, 1954, 1956, The geochemistry of some igneous rock series. I, II, III., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 105-142; 5, 245-285; 9, 34-77.
- PEARCE, J. A., CANN, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PETTIJONH, F. J., 1972, The Archean of the Canadian Shield: a résumé., *Geol. Soc. Am. memoir*, 135, 131-149.
- PIRES, A. B., PORTELA, A. C. P., SANTOS, E.L., INDA. H. A. V., 1977, *Projeto rochas básicas e ultrabásicas de Euclides da Cunha*, Relatório Final, vol. Ia. Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia/PROSPEC.
- PRETORIUS, D. A., 1974, The nature of the Witwatersrand golduranium deposits. Univers. Witwatersrand, *Econ. Geol. Res. Unit.*, Information circular, 86.
- ROSCOE, S. M., 1969, Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian shield. *Geol. Survey Can.* paper 68-40, 205.
- SA, E. F. J. de, BARTELS, R. L., NEVES, B. B. de B., MC REATH, I., 1976, Geocronologia e o modelo tectono-magmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia, Soc. Bras. Geol., XXIX Congr. Bras. Geol., Conferência (não publicada).
- SEIXAS, S. R. M., MARINHO, M. M., MORAES, O. Fº., AWDZIEJ, J. 1975, Geologia das Folhas Itaberaba e Serrinha, *Projeto Bahia II* Rel. Final., CPRM/DNPm. Salvador.
- TAYLOR, S. R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Oregon. *Dep. Geol. Min. Indust. Bull.* 65, 43-64.
- VILJOEN, M. J., VILJOEN, R. P., 1969a, The Geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new classification of igneous rocks., *Geol. Soc. South Africa*, spec. publ., 2, 55-85.
- VILJOEN, R. P., VILJOEN, M. J., 1969b, The geological and geochemical significance of the Upper Formations of the Onverwacht Group., *Geol. Soc. South Africa*; spec. publ., 2, 113-151.
- VILJOEN, M. J., BERNASCONI, A., COLLIER, van N., KINLOCH, E., VILJOEN, R. P., 1976, The geology of the Shangani nickel deposit. *Econ. Geol.*, 71, 76-95.
- WALKER, R. G., PETTIJOHN, F. J., 1971, Archean sedimentation: analysis of Minnitaki Basin, Northwestern Ontario, Canada., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2099-2130.
- WILSON, H. D. B., ANDREWS, P., MOXHAM, R. L., RANSLAL, K., 1965, Archean volcanism in the Canadian shield. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 2, 161-175.

A ORIGEM DO GRANODIORITO GAMELEIRA, CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E SUAS RELAÇÕES COM OS EVENTOS TECTOMETAMÓRFICOS REGIONAIS

Reinaldo Antônio Petta
Jean Michel Legrand
UFRN

O batólito Gameleira é um corpo granodiorítico homogêneo, com área de 40 km², que se situa na borda NE da seqüência vulcano-sedimentar do Contendas-Mirante. De granulação média ele é constituído de quartzo, microclina, plagioclásio (10–20% An) biotita, muscovita e opacos além dos acessórios apatita, titanita e zircão. Em lâmina, pode-se observar uma granulação cataclástica que envolve principalmente o plagioclásio, o quartzo e menos intensamente os feldspatos potássicos. A biotita primária é geralmente substituída seja por clorita seja por muscovita mais quartzo. Estes dois processos (granulação e retromorfase no fácies xisto-verde) indicam que o último evento tectonometamórfico dos metassedimentos em torno do granodiorito afetou também o batólito. Nas rochas do embasamento granulítico de Jequié, o hiperstênio é bordejado pela Hornblenda e nos gnaisses à anfibólio que margeiam o mesmo o craton, a hornblenda é parcialmente transformada em biotita. Estas transformações indicam uma fase de retrometamorfismo, que se acredita ser a reativação do embasamento associada ao metamorfismo de fácies xisto-verde dos metassedimentos de Contendas-Mirante.

INTRODUÇÃO

Os metassedimentos do Complexo Contendas-Mirante, foram alvos de estudos geológicos desde os idos de 1905, com trabalhos de Branner e Derby, que estudando as zonas limítrofes da Chapada Diamantina, ali identificaram zonas metamórficas de baixo grau.

Até o presente, poucos trabalhos ali se acumularam, sendo que até 76, quando Mascarenhas, comparou suas características às estruturas tipo *greenstone belts*, o interesse da área foi simplesmente voltada a jazidas economicamente viáveis que ali se apresentavam. Foi somente com inícios dos trabalhos da C.B.P.M. e da UFBA. em 76, que as estruturas e a estratigrafia da área começaram a ser elucidadas.

Mesquita (78) identificou como fonte para os metassedimentos duas áreas, situadas a NE e SE, que pela analogia com estruturas de correntes marinhas e transporte de material, parecem serem estas originadas a partir dos proton-cratons mais antigos que margeiam o Complexo Contendas-Mirante no lado oriental.

Marinho et alli (78, resumo das comunicações do XXX C.B.G.) dataram a região e elaboraram uma seqüência estratigráfica para os metassedimentos, considerando os corpos graníticos como intrusivos e aceitando as idades de Cordani (73) para os mesmos.

Neste trabalho, os autores pretendem discutir a petrografia do Batólito Gameleira e suas relações de contato com os metassedimentos, bem como os fenômenos tectonometamórficos que afetaram não só o granito, mas também as rochas do embasamento desses metassedimentos.

DESCRIÇÃO DO BATÓLITO

O Batólito Gameleira é um corpo granítico bastante homogêneo, com dimensões aflorantes de 15 km de comprimento (N–S) e 20 km de largura (E–W) sendo que a porção sul é mais estreita.

Está limitado pelos paralelos 13°20' e 13°40' de latitude sul e pelos meridianos 40°35' e 40°50' de longitude oeste.

Macroscopicamente é composto por granitos a duas micas; biotita e muscovita e raramente só a biotita.

São rochas equigranulares, localmente isotrópicas, porém com porções bem orientadas.

Essas feições gnaissicas parecem afetar mais as bordas do corpo, onde as micas se orientam em foliações N–S, do que o centro onde se desenvolvem cristais maiores de feldspato de potássio que não possuem orientações preferenciais.

Possuem uma variação de coloração que vai desde um róseo até um cinza esbranquiçado, apresentando localmente outras gamas de variações intermediárias a estas.

Nos de tonalidade rósea, nota-se que a coloração é provocada pelo feldspato potássico desta cor, presente em grande quantidade, porém um exame cuidadoso revela nestas rochas, quantidades consideráveis de plagioclásios, responsáveis muitas vezes pelo clareamento da cor destes granitos.

Os melhores afloramentos deste tipo granítico estão na Lagoa do Vaqueiro, Fazenda Boa Vista e próximo ao Melão, envolvendo a Vila da Gameleira que lhe confere o nome.

Os de tonalidade cinza são muito semelhantes ao granito róseo, quanto a textura e granulação. São caracterizados por uma cor acinzentada mais ou menos carregada devido a presença de feldspato cinza esbranquiçado. Ocorre principalmente nas porções laterais do corpo, ou seja, no Sinete, Alagadiço de Cinza, Fazenda Nova Esperança, Riacho, etc.

Localmente temos rochas de coloração rósea acinzentada que geralmente apresenta fenocristais de feldspatos, que por vezes se apresentam orientados.

São quase sempre leucocráticas, de granulação média, se bem que não falem termos grosseiros, como por exemplo, na área central do corpo.

Como dito anteriormente, o granito pode localmente apresentar orientações, indicadas pelo alinhamento das biotitas,

que por vezes podem se concentrar em porções alongadas paralelas a estas orientações.

A muscovita, comumente associada aos granitos da borda pode se acumular em núcleos próximos a porções gnaissificadas ou a veios quartzosos que cruzam a rocha em várias direções.

É comum encontrar-se veios pegmatíticos nas bordas do batólito, os quais cortam os metassedimentos que envolvem e também o próprio corpo granítico.

Os veios quartzosos e pegmatíticos que cruzam o granito possuem várias direções, sendo que as predominantes são as NW-SE e NE-SW.

O comportamento estrutural do batólito em estudos de campo parece evidenciar uma característica intrusiva, com zonas de metamorfismo de contato margeando a parte oeste do corpo, onde nota-se o desenvolvimento de porfiroblastos de andaluzita e sillimanita.

Na borda oriental do batólito, encontra-se uma fina faixa gnáissica que margeia o granodiorito e o separa do contato direto com os metassedimentos. Esses gnaisses são de granulação bem fina e localmente podem intercalar-se aos metassedimentos.

PETROGRAFIA

O granodiorito Gameleira, apresenta uma grande homogeneidade, indicando ser todo o batólito proveniente de mesma manifestação anatética.

Se comporta dentro dos padrões petrográficos dos granodioritos tendo dentro da mineralogia primária uma composição de quartzo, feldspato de potássio, plagioclásio e biotita e como resultado de retrabalhamento secundário de retro-morfose a clorita, muscovita e opacos.

Possui granulometria média e bastante homogênea, porém quando observado em escala de lâmina, pode-se distinguir zonas de granulação cataclástica mais fina.

O plagioclásio, constituinte primário do granito se apresenta levemente zonado (23-15% de An) em cristais xenomórficos e muitas vezes cataclásado e deformado.

Ligado com a deformação temos a substituição do mesmo pelo feldspato de potássio que parece ser formado a partir

das zonas fraturadas do plagioclásio.

A substituição pode ser bastante avançada e neste caso os restos do plagioclásio se apresentam completamente incluídos dentro do feldspato de potássio.

O quartzo, em cristais xenomórficos e geralmente com estrutura poequirítica intersticial, apresenta contato amebóide com os outros constituintes minerais. Segundo algumas zonas, o mesmo apresenta estrutura cataclástica, de extinção ondulante e textura "mortar".

Estando menos deformado que o plagioclásio, o feldspato de potássio quase sempre se apresenta como a microclina, levemente pertítica e xenomórfica. Sua deformação é geralmente localizada nas zonas de fraturação, de granulação e da retromorfose.

No contato com o plagioclásio, o feldspato pode apresentar estrutura mirmequitica e borda albitizada. A primeira pode ser também parcialmente substituída ou assimilada pelo feldspato de potássio.

Localmente o feldspato pode desenvolver uma tendência porfiroblástica, incluindo o plagioclásio e a biotita.

A biotita, em pequena quantidade, está quase sempre presente nos processos de deformação, onde aparece com variações que vão desde o plano de clivagem dobrado, até o completo fraturamento do mineral.

É comum encontramos nessas zonas, produtos secundários tais como clorita, muscovita e opacos que são resultantes da transformação da biotita.

A muscovita está ligada intimamente com a orientação da biotita, ou por vezes esta, se impõe por cima da mesma em direção totalmente transversa. Neste caso não ocorre a associação da muscovita com o opaco.

A partir destas observações petrográficas pode-se concluir a seguinte seqüência de eventos.

Parece ter havido de início uma intrusão de composição granodiorítica com plagioclásio zonado e biotita.

Submetida a um primeiro efeito tectônico temos a deformação da rocha, e ligado à mesma, a fraturação dos plagioclásios e a substituição parcial pelo feldspato de potássio.

Uma segunda deformação afeta o granito, sobretudo as bordas de maneira menos íntima. A rocha é localmente deformada, seguindo-se uma fraturação bem definida onde acontece a retromorfose da biotita segundo as reações.

- 1) Biotita Al + O₂ + Quartzo → Zengita + Magnetita.
- 2) Biotita + H₂O → Clorita + quartzo + K⁺

OS GNAISSES A ANFIBÓLIO

Este conjunto é relativamente homogêneo, tendo como a rocha mais representativa o gnaiss à hornblenda, que é uma rocha de granulação média, tendo como minerais principais, plagioclásio, quartzo, feldspato de potássio, hornblenda e biotita e como acessórios a titanita, a apatita e o zircão.

Localmente pode-se observar porções mais ricas em anfibólios e de granulação mais fina.

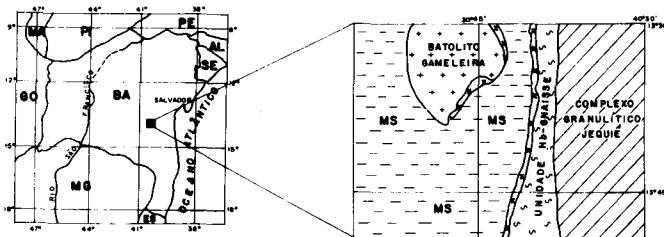
O plagioclásio é levemente zonado com An 15% variando até 7% nas bordas e seu contato com a microclina apresenta bordas albitizadas.

A microclina é levemente pertítica e muitas vezes se apresenta em estrutura intersticial.

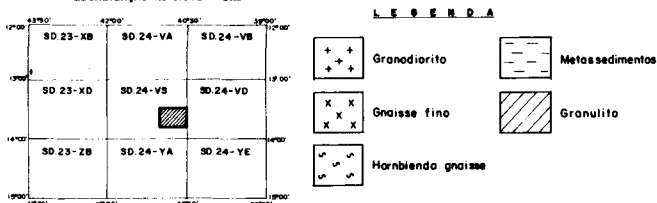
Os ferromagnesianos geralmente se agrupam em agregados constituídos de hornblenda, biotita, opacos e titanita.

Pôde-se notar duas gerações de biotitas. A primeira, mais antiga que a hornblenda, se apresenta em cristais bastante desenvolvidos, comumente orientados e inclusos na horn-

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



LOCALIZAÇÃO NO SISTEMA CIN



blenda.

No caso da segunda geração, os cristais são menores, de aspecto denteado e sua colocação é observada como terminação dos cristais de hornblenda.

Nota-se em algumas amostras a substituição de hornblenda pela associação biotita-plagioclásio.

Devido à sua mineralogia, estas rochas, podem ser claramente agrupadas no fácies anfibolítica.

Fato bastante notório é a recristalização em uma segunda fase, onde nota-se uma mobilização potássica responsável pela transformação da hornblenda em biotita, segundo a reação:



ROCHAS GRANULÍTICAS DA BORDA W DO COMPLEXO JEQUIÊ

O embasamento granulítico desta zona é principalmente constituído de uma rocha leucocrática, localmente com intercalações de gnaisses mais ricas em ferromagnesianos.

Os componentes principais são mesopertita, plagioclásio, hiperstenio, hornblenda verde ou morron, quartzo e a ilmenita, podendo ser encontrado o diopsídio nas rochas mais ricas em ferromagnesianos.

Como assessórios, a apatita, o zircão e a monazita são os mais encontrados.

A orientação da rocha é essencialmente indicada pelo alinhamento dos ferromagnesianos, que são quase sempre individualizados em agrupamentos com forma de ninhos ovais bastante alongados.

Podemos distinguir entre os minerais duas gerações separadas por um processo tectometamórfico.

A primeira geração pertencem o hiperstênio e o plagioclásio.

O plagioclásio é quase sempre deformado e polygonizado. Ligada a essa deformação, podemos observar um processo de assimilação, de digestação do plagioclásio pela mesopertita.

Sempre muito alterado, o hiperstênio apresenta ao redor de suas bordas uma cintura de hornblenda verde que pertence a uma segunda geração.

Esta hornblenda verde pode também ser encontrada ao redor das ilmenitas ou em estruturas intersticiais englobando as mesopertitas traduzindo desta maneira um reajustamento mineralógico dos ferromagnesianos das rochas granulíticas, durante uma fase metamórfica tardia, mais hidratada.

O feldspato potássico se apresenta sob a forma, seja de pertita ou mesopertita e é irregularmente triclínico. Porém de uma maneira geral a microclina é mais comum.

O quartzo é tipicamente xenomórfico, ameboide e poequíptico intersticial.

A ilmenita é xenomórfica e alongada. Associada com os ferromagnesianos ela apresenta em inclusões o zircão e a apatita.

Os zircões são geralmente de grande dimensão, zonados, com a forma exterior subarredondada, sendo que muitos destes minerais são quebrados, traduzindo uma história da rocha, relativamente complexa.

Como conclusão, pode-se dizer que as rochas granulíticas da borda oeste do craton do São Francisco sofreu pelo menos dois eventos tectometamórficos.

Um primeiro no fácies granulito, é o responsável pela aparição do hiperstênio.

Um segundo, no fácies anfibolítica é o causador do aparecimento hornblenda verde e da remobilização do feldspato de potássio, segundo a reação:



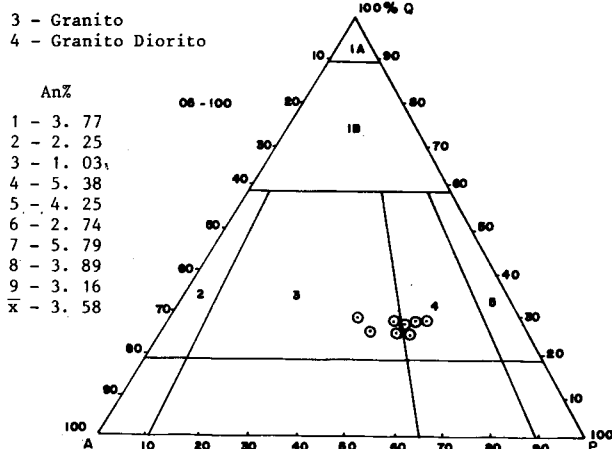
Neste caso, pode-se afirmar que a borda oeste do atual complexo do Jequiê serviu de embasamento a um ciclo tectometamórfico que reativou o mesmo embasamento, transformando-o do fácies granulito ao fácies anfibolítico.

GEOQUÍMICA

A partir das análises químicas, foram determinadas as composições normativas para esses granitos, pelo método de KUMMERT, LAUREAU et MICHOT, 1970, que permite o cálculo da epinorma, mesonorma e catanorma.

FIG. 2 - DIAGRAMA STRECKEISEN (76) MOSTRANDO A CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DO BATÓLITO GAMELEIRA

Q = Quartzo
A = Alcali feldspato
P = Plagioclásio An



A escolha da mesonorma como a mais representativa do batólito, foi devido a mineralogia das rochas serem mais compatíveis com a mesma. Assim, norma e composição modal podem ser consideradas quase que idênticas.

Os pontos representativos da norma de 09 (nove) amostras da intrusão batolítica da Gameleira, foram lançadas no triângulo Q.P.A. (Streikesen, 1976).

A distribuição destes se dividem ao lado da linha que separa os campos dos granitos dos granodiorios, com uma melhor concentração na área granodiorítica (fig. 2).

Os pontos do campo granítico são mais disseminados e correspondem às rochas mais ricas em muscovita secundária.

O Batólito da Gameleira é então uma rocha granodiorítica, cuja homogeneidade química foi localmente perturbada pelo processo de muscovitização.

Por outro lado, a colocação desses mesmos pontos no triângulo Qtz, Fk, Alb, indicam que a intrusão é constituída de uma rocha tipicamente anatótica (figura 3), pois os pontos se localizam no campo da maioria dos granitos anatóticos e quase todos no campo da maior frequência (Winkler e Von Platen, 1951).

Neste mesmo triângulo foram colocados os dados experi-

FIG. 3 - DIAGRAMA Qz, ORT, ALB COM LOCALIZAÇÃO DO CAMPO DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO BATÓLITO GAMELEIRA

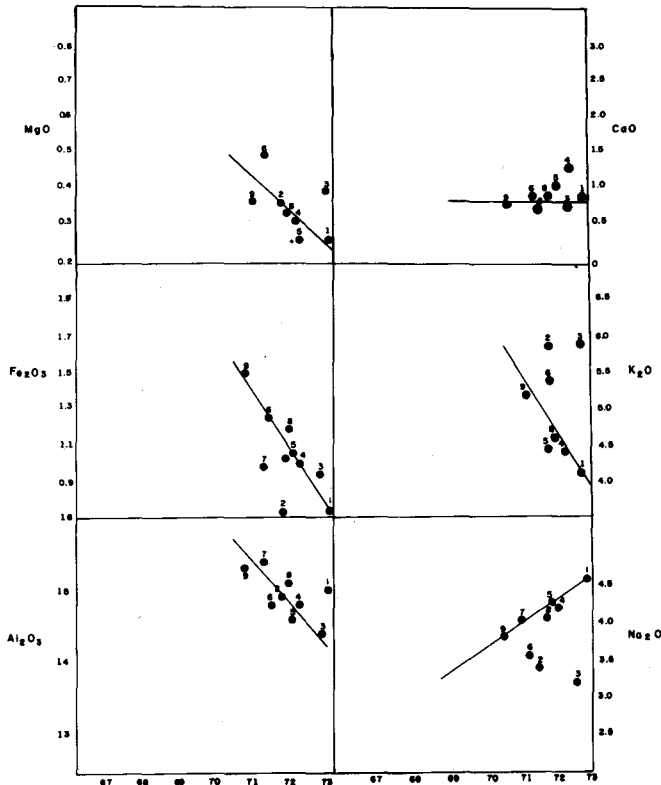
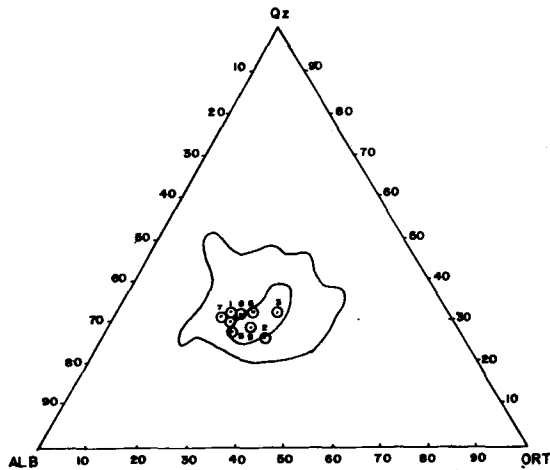


Fig. 4 - Diagrama de variação química para as amostras do batólito Gameleira.

mentais de fusão anatética para diferentes pressões e diferentes teores em amorfita dos plagioclásios (fig. 5).

Fora das 04 (quatro) rochas mais ricas em potássio, conseqüentes da muscovitização, a nuvem dos pontos, se centraliza sobre os entéticos Qtz, Fk, Alb, para pressão de H₂O de 4 a 5 Kb.

Se levarmos em conta que o plagioclásio do granodiorito é levemente zonado (de 23 a 15% An) é preciso admitir que a fusão anatética foi inconcruente. Isto pode ser confirmado pela petrografia, que mostra um plagioclásio deformado, durante a mobilização potássica.

Em conclusão, o batólito da Gameleira é constituído de uma rocha granodiorítica de composição eutética para PH₂O de 4 a 5 Kb e uma temperatura de mais ou menos 700°C.

Estes valores de PeT correspondem a parte superior do fácies granulítica, para um metamorfismo de pressão fraca.

Embora o granodiorítico não apresente processos de diferenciação (os valores de SiO₂ são entre 72.9 e 70.6%), o estudo da evolução dos teores de cations em função de SiO₂, põe em evidência o comportamento particular das rochas mais ricas em potássio.

Para o CaO, MgO, Al₂O₃ e Fe₂O₃, as variações em função de SrO₂ são lineares (fig. 4. a,b,c,d).

Em oposição o comportamento do Na₂O e K₂O é singular e muito claramente se individualizam dos trends lineares; um positivo e o outro negativo separando as amostras do granodiorito das amostras de granitos.

As amostras de granodiorito têm um trend negativo para o K₂O e positivo para Na₂O (fig. 4. e,f).

As amostras do granito têm um trend positivo para K₂O e negativo para Na₂O.

Isto pode sugerir uma substituição de Na₂O por K₂O durante o processo de deformação e de muscovitização.

Inúmeros trabalhos recentes, tentam mostrar que as rochas do fácies granulítico tornam-se mais pobres em elementos granitofílos (U, Th, K, Rb. . . .) que aqueles localizados em áreas metamórficas menos profundas (Heir K., 1965 e 1973b, Moine B., 1973).

Durante as transformações mineralógicas e/ou fusões granulíticas, os elementos como K, Rb, U, Th migrariam para fora das zonas granulíticas, na direção dos níveis superiores. Esta migração poderia se fazer através dos processos diapíricos dos granitos anatóticos mais sensíveis sobre a variação dos elementos traços. Isso levaria por exemplo a uma elevação da razão K/Rb no fácies granulítico (Moine, 73).

Os valores da razão K/Rb do granodiorito da Gameleira se distribui entre 160 e 280, que coincide com a tendência principal, definida por D. M. Shaw (1968).

Por outro lado, os valores das rochas granulíticas da borda oeste do embasamento Jequié, são mais elevadas (de 300 a 600), afastando-se assim da tendência principal de Shaw.

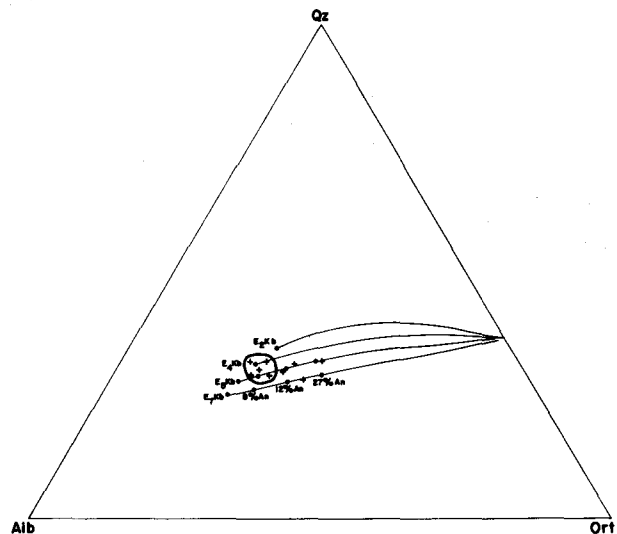


Fig. 5 - Triângulo eutético Qz-Ort-Alb, para o granodiorito Gameleira.

Os pontos E₂, E₄, E₅, E₇ representam respectivamente a composição eutética para pressão de 2, 4, 5, 7 Kb. As linhas representam a evolução do eutético com a composição do plagioclásio. 8%An, 12%An, 27%An indicam o teor em amorfita do plagioclásio do eutético correspondente, sobre a linha de 7 e 5 Kb. * Composição do granito de Gameleira.

PARTE II – EMBASAMENTO DO CRATON

Interessante também é notar que os gnaisses à hornblenda têm valores K/Rb similares ao granulito, e que são os valores da tendência principal para o fácies anfibolítica, pois os valores encontrados por Shaw, para o fácies granulítico são maiores (> 1.000).

Esta observação é confirmada pela petrografia, que mostra uma retromorfose dos granulitos da borda oeste do Complexo Jequié para o fácies anfibolítica, com formação de anfibólios secundários originados do hiperstênio. Isto e a feldspatização que afetou a rocha, poderiam ser responsáveis pela redução dos valores da razão K/Rb nestas rochas.

A comparação das distribuições dos valores do log K/Rb em função do K, dos granitos, gnaisses à hornblenda e das rochas granulíticas (fig. 6), parece indicar que o processo de feldspatização que afetou o granito, o gnaise à hornblenda e os granulitos, seria um único evento, caracterizado para um K/Rb de 250 a 300.

O efeito deste processo fez abaixar os valores desta razão para as rochas do embasamento e elevou este valor para os granodioritos.

Confirmando isto podemos notar que as amostras 2, 3, 6 e 9, que têm seus valores de K/Rb mais próximos do real, são aquelas que foram mais afetadas pelo processo de substituição Na-K.

Isto poderia sugerir que os processos de retromorfose ligados com a feldspatização, sobre os três tipos de rocha, seria contemporâneo.

CONCLUSÃO

O Batólito Gameleira é constituído por um granodiorito a biotita, bastante homogêneo.

Esta rocha parece ter sua origem ligada a uma fusão incongruente na parte superior do fácies granulítico, para uma pressão de H_2O de 4 a 5 Kb e na temperatura aproximada de $700^{\circ}C$ se $PH_2O = P$ total.

Posterior à sua cristalização, o granodiorito foi afetado por um processo de deformação ligada com a retromorfose da biotita em clorita e muscovita.

Este último processo tectônico pode ser o mesmo que reativou o embasamento granulítico no fácies anfibolítico, produzindo no batólito uma homogenização da razão de K/Rb para um valor médio de 250 a 300, que é a mesma encontrada nos gnaisses a anfibólio que margeiam os metassedimentos à este.

As condições de pressão e temperatura das deformações granodioríticas correspondem ao fácies xisto-verde, que é também o grau de metamorfismo dos metassedimentos do complexo Contendas-Mirante, em volta do batólito.

Além do mais, na borda este, o corpo granodiorítico é margeado por uma faixa de gnaise fino que poderia corresponder a uma zona de granodiorito granulado.

Tudo isto parece indicar que se o granodiorito foi intrusivo (Marinho, et alli, 1978) os últimos eventos tectometamórficos que afetou os metassedimentos, retrabalhou a intrusão.

Ligada a existência da faixa gnáissica na borda E do granodiorito e da ausência completa de testemunhos de metamorfismo de contato nos metassedimentos, desta margem (aluminossilicatos, só a oeste), parece que a deformação foi mais intensa nesta região. Notando-se inclusive que na região compreendida entre a intrusão e o embasamento, há a superposição de duas e por vezes três direções diferentes da xistossidade.

Na descrição de Marinho M. M. et alli (1978), deste granodiorito intrusivo destaca-se: “um forte cisalhamento no conta-

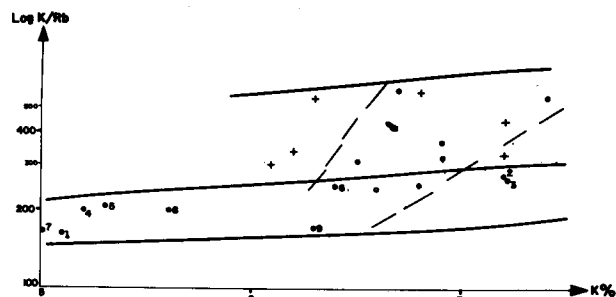


FIG 6 Variação do LogK/Rb em função de % de K do granodiorito (•), dos granulitos (+) e dos gnaisses à Hb (•).

to com os xistos, notando-se nestes um intenso desenvolvimento de nódulos contendo andaluzita e/ou cordierita, o que surgiria uma colocação intrusiva para os corpos, não fossem as evidências geocronológicas que apontam uma geração preterita para os mesmos”.

Esta observação, ligada ao exposto anteriormente, corrobora para a definição que uma última fase de deformação dos metassedimentos se superpõe à intrusão granodiorítica.

Esta deformação afetou sobretudo as bordas do batólito e desta maneira a análise isotópica de Rb/Sr em rocha total do centro do granito pode indicar o tempo da cristalização inicial do corpo.

No mesmo trabalho, Marinho, op. cit. descreveu também dois tipos graníticos para a área. Um tonalítico, isotrópico e plagioclásico e outro granodiorítico, à biotita granito, com variações subordinadas mais feldspatizadas.

O Batólito Gameleira pertence ao segundo grupo e a única análise isotópica do mesmo, se coloca em um ponto sobre a isocrona de 1987 ± 31 m.a. com $Ro = 0,708 \pm 0,066$ (Cordani, 76 e Marinho, 78).

Porém, tendo em vista o relacionamento de substituição do plagioclásio pelo feldspato potássico, podemos raciocinar que o segundo grupo é de fato o primeiro grupo (tonalito e granodiorito) metassomatizado e mobilizado, para o qual, Marinho encontrou uma isocrona de 3.180 ± 190 m.a. com uma razão anormalmente baixa.

Finalmente a história do granodiorito pode se resumir em um metassomatismo potássico sobre um tonalito ou granodiorito plagioclásico, provocando uma remobilização anatética e a intrusão nos metassedimentos. Sendo que a última fase tectometamórfica que atingiu os metassedimentos, deformou e provocou um metamorfismo retrógrado no batólito da Gameleira.

BIBLIOGRAFIA

- BRASIL, Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Salvador-SD-24*. Texto explicativo, 128 p.
- HEIER, K. S. and ADAMS, J. A. S. (1965) – Concentrations of radioactive elements in deep crustal material. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29.
- HEIER, K. S. (1973b) *Geochimistry of granulite facies rocks and problems of their. Origin – Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 273.*
- MASCARENHAS, J. F. 1976 – Estruturas tipo “greenstone belt” no leste da Bahia. XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, no prelo.

- MARINHO, M. M. et alli – 1978 – A seqüência Vulcano-Sedimentar de Contendas-Mirante, uma estrutura do tipo “Greenstone Belt”? *Resumo das comunicações* do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife.
- MENESES, J. S. 1978 – Aspectos Geoquímicos do Complexo Contendas-Mirante (área de Contendas do Sincorá). *Tese de Mestrado*, Instituto de Geociências UFBA. – Brasil, 145 p.
- MESQUITA, J. M. 1977 – Geoquímica dos Metassedimentos do Grupo Jacobina e Complexo Metamórfico Contendas-Mirante. Implicações geológicas – *Tese de Mestrado*. Instituto de Geociências da UFBA. Brasil.
- MESQUITA, J. M. et alli, 1978 – Critérios Geoquímicos para o estudo de áreas fontes de metassedimentos. *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, V. 5, pg. 2147-2158.
- MOINE, B. 1973 – Signification des variations de K/Rb dans le domaine catazonal du Sud de la Norvege – *Reun. Ann. Sc. de la Terre*. Paris.
- PEDREIRA, A. J. et alli, 1978 – Inventário e Reavaliação do conhecimento geológico na parte central do craton do São Francisco – *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas marginais* – pg. 67-137
- PEDREIRA, A. J. et alli, 1978 – Inventário e Reavaliação do conhecimento geológico na parte central do craton do São Francisco – *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas marginais* – pg. 67-137.
- PETTA, R. A. et alli, 1978 – Geologia e Geoquímica do Batólito Gameleira – *Resumo das Comunicações* do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife.
- PETTA, R. A. 1979 – Geoquímica do Batólito Gameleira e suas relações com o embasamento na Bacia do médio Rio de Contas. *Tese de Mestrado*. Instituto de Geociências UFBA, Brasil, 150p.
- SHAW, D. M. 1978 – A review of K/Rb fractionation trends by covariance analysis – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32.

PARTE III

COBERTURAS DO CRATON

A REGIÃO DA SERRA DE JACOBINA, UM PALEORELEVO ATIVO DURANTE A SEDIMENTAÇÃO DOS GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA E BAMBUÍ

*Adevanil de Santana Lamartin Montes
Manuel Lamartin Montes
MME-DNPM-Projeto RADAMBRASIL*

*Marcel Auguste Dardenne
Universidade de Brasília - Departamento de Geociências.*

Sedimentologic studies in central Bahia state showed that the paleorelief of the Serra de Jacobina was active during the Riphean, constituting the sediments source to the Chapada Diamantina and Bambuí Groups, at least in Lençóis – Andaraí – Morro do Chapéu. The most important arguments which support this interpretation are as follow:

- The paleocurrents analyzed through cross bedding measures in Lavras Formation indicate a direction from NE to SW.
- The statistic treatment of the size pebbles in Lavras and Bebedouro conglomerates show a size reduction from NE to SW.
- Both diamantiferous conglomerate of the Lavras Formation and Bebedouro Formation have pebbles of green quartzites, typical of the Serra de Jacobina Group.

INTRODUÇÃO

Por sua extensão geográfica e interesse econômico no Estado da Bahia, os Grupos Chapada Diamantina e Bambuí necessitam de estudos localizados em áreas chaves para permitir o avanço do conhecimento até agora adquirido. Seguindo-se este princípio, foram selecionadas 2 áreas prioritárias na região Centro-Leste do Estado da Bahia, abrangendo a região de Lençóis – Andaraí – Mucugê e, outra, compreendendo parte dos municípios de Morro do Chapéu e Jacobina (fig. 1). Nestas áreas desenvolveu-se mapeamento geológico e processou-se a uma análise sedimentológica tentando-se reconstituir os paleoambientes e as áreas fontes dos Grupos Chapada Diamantina e da base de Grupo Bambuí. Fora dessas 2 áreas foram visitados inúmeros afloramentos na Chapada Diamantina, além de áreas consideradas importantes nos Estados de Minas Gerais e Goiás, procurando-se conseguir uma ampla regionalização dos dados observados.

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

O Grupo Chapada Diamantina ocupa uma vasta área da parte central da Bahia, ocorrendo nas folhas ao milionésimo Salvador, Brasília, Aracaju e São Francisco, tendo uma espessura estimada entre 2 a 3 mil metros. A Formação Rio dos Remédios ocupa uma posição basal no grupo sendo formada por derrames vulcânicos ácidos (riolitos, riolacitos e dacitos), quartzitos e conglomerados, tendo sua faixa de maior representatividade na borda ocidental da Chapada Diamantina. A Formação Paraguaçu é a unidade mais espessa do Grupo, sendo integrada por arenitos, argilitos com níveis conglomeráticos locais, além de vulcânicas ácidas e corpos básicos. A Formação Lavras (figs. 2 e 3) magnificamente exposta na Serra do Sincorá, região de Lençóis, é representada por uma seqüência quartzítica, com níveis de conglomerados, além de pequenos corpos de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e alguns tufos. Estruturas sedimentares extraordinariamente

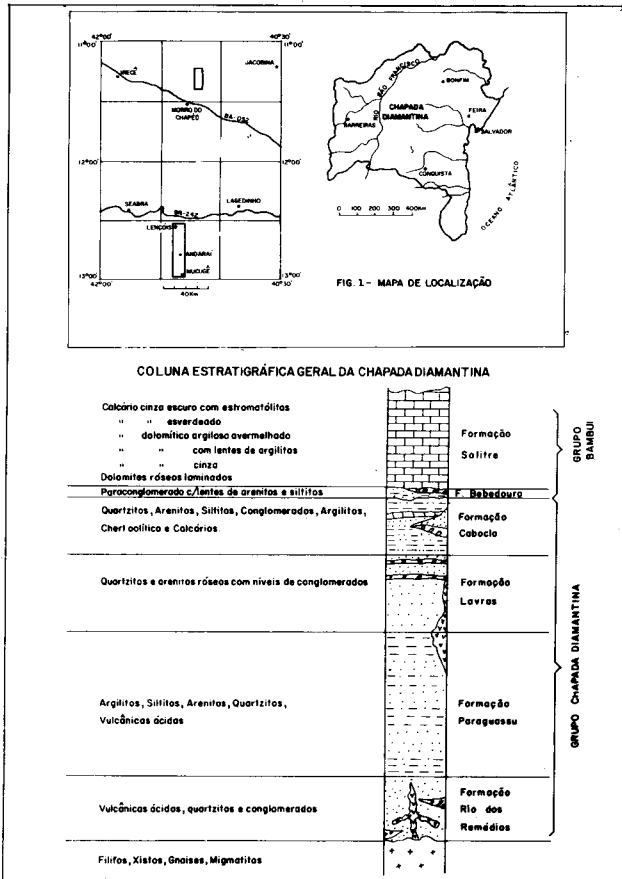


FIG. 2

bem preservadas são comuns nesta formação, destacando-se estratificações cruzadas e marcas de ondas. A Formação Caboclo é constituída por siltitos, arenitos, argilitos, níveis de calcários, chert oolítico e alguns conglomerados finos, dispondo-se essas litologias em finas camadas, comumente apresentando dobras de *slumping*, cores amareladas e arroxeadas, com estratificações cruzadas, marcas de ondas e de sola. O Grupo Bambuí (fig. 4), no sentido ascendente, compõe-se das Formações Bebedouro e Salitre. A primeira é formada por uma seqüência de siltitos, paraconglomerados, arenitos arcóseos e grauvacas feldspáticas. A Formação Salitre é composta por uma sucessão de dolomitos róseos laminados, calcários dolomíticos cinza com níveis de intraclastos, calcários dolomíticos argilosos avermelhados e calcários microcristalinos cinza, contendo estromatólitos colunares.

Jardim de Sá et alii (1976) obtiveram uma idade (Rb/Sr em rocha total) de 1175 ± 120 m.a. e $Ro = 0,718$ nos vulcanitos da Formação Rio dos Remédios, enquanto os folhelhos da Formação Caboclo indicaram 1250 m.a. em Morro do Chapéu. Dardenne, baseando-se em estudos de estromatólitos, tem insistido em vários trabalhos em atribuir uma idade mínima de 1000 m.a. ao Grupo Bambuí.

As características litológicas dos Grupos Chapada Diamantina e Bambuí, aliadas aos amplos e suaves dobramentos regionais e ao metamorfismo incipiente, configuram essas seqüências como coberturas de plataforma. O Grupo Chapada Diamantina depositou-se em bacias intra-cratônicas possivelmente geradas por grandes falhamentos no embasamento, de direção aproximada NNW-SSE, que podem ser visualizadas em imagens de radar obtidas pelo Projeto RADAMBRASIL. Reativações

plataformais afetam os principais falhamentos do embasamento e são acompanhadas por manifestações vulcânicas, ocorrendo ao mesmo tempo, oscilações na área fonte, o que é evidenciado pela alternância de materiais finos e grosseiros do Grupo Chapada Diamantina. Após a deposição do Grupo Chapada Diamantina houve uma tectônica de blocos, iniciando-se, em seguida, a deposição do Grupo Bambuí. A discordância verificada no campo entre o Grupo Bambuí e o Chapada Diamantina é puramente erosional, embora se afigure uma discordância regional refletida no fato do Grupo Bambuí recobrir em muitos locais rochas do embasamento cristalino. A deposição da Formação Salitre, na região estudada, ocorreu em condições de plataforma estável, o que é evidenciado pela sua constituição essencialmente carbonática. Após a deposição do Grupo Bambuí, todo o conjunto foi dobrado, formando as amplas sinclinais e anticlinais hoje existente na área.

AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO

Os conglomerados Lavras e a Formação Bebedouro, por representarem camadas chave, receberam atenções especiais na tentativa de se compreender os processos atuantes à época de deposição dos Grupos Chapada Diamantina e Bambuí. Os estudos sedimentológicos e estratigráficos desenvolvidos na região de Lençóis demonstraram ter sido a Formação Lavras depositada por um sistema de rios anastomosados (*braided stream*). Estas correntes caracterizam-se por largos canais, grande migração lateral dos canais e dos sedimentos, além de um predomínio de material grosseiro. Um exemplo de migração lateral de um rio anastomosado é o rio Kosi, tributário do rio Ganges. Durante os dois últimos séculos,

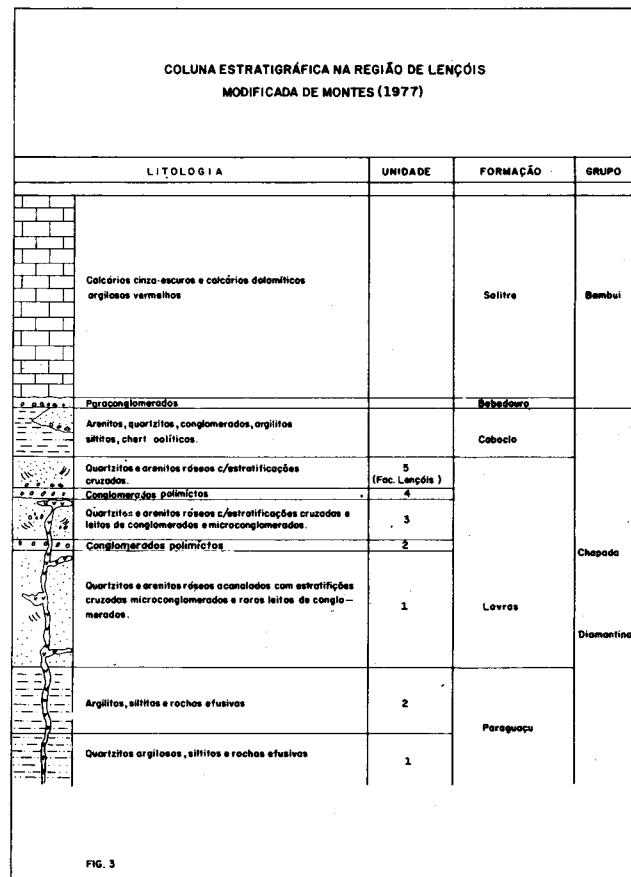


FIG. 3

PARTE III – COBERTURAS DO CRATON

o rio Kosi migrou quase 170 km em direção a oeste (Reineck e Sing, 1975). A grande extensão da Formação Lavras sugere esta migração lateral.

As medidas de estratificações cruzadas, na área estudada, foram tomadas preferencialmente nos rios e córregos, locais onde melhor se expõe esse tipo de estrutura. Considerando que as estratificações cruzadas medidas situam-se na borda leste de uma anticlinal, com as camadas mergulhando entre 10 a 15°, fez-se a correção para uma série de medidas, segundo o método descrito por Potter & Pettihohn (1963), verificando-se que essa correção torna-se desnecessária, em vista do intervalo de classe utilizado (10°) diluir o erro decorrente da não horizontalização dos estratos.

Na área pesquisada foram encontradas estratificações cruzadas variando desde dimensões diminutas até gigantes (Foto 1), com uma representação aproximadamente equitativa entre os tipos planares e acanalados.

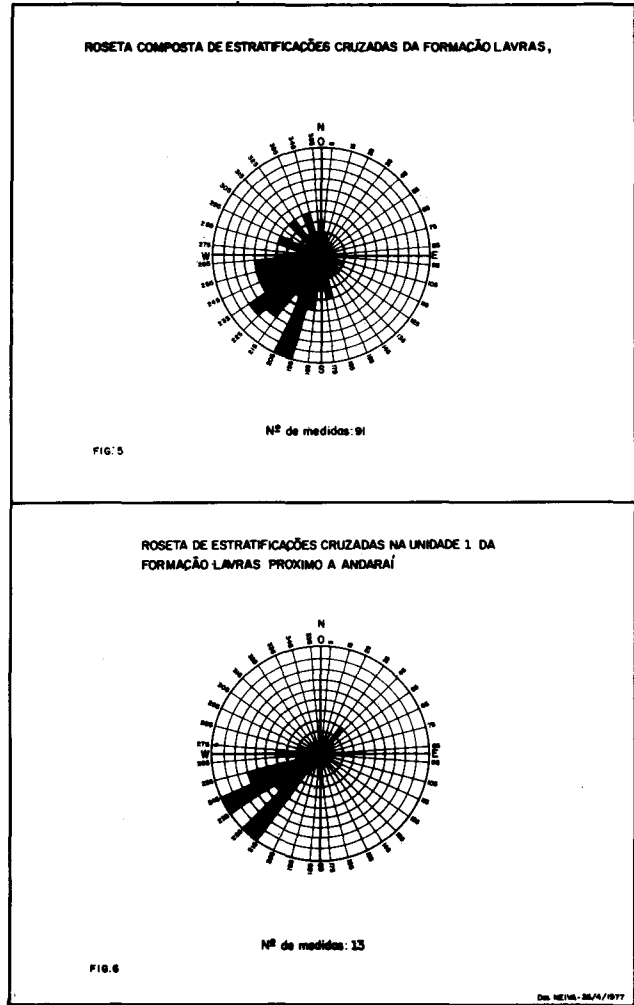
A roseta composta de estratificações cruzadas da Formação Lavras (Fig. 5) mostra uma direção de corrente de NE para SW. A unidade 1 da Formação Lavras apresenta nas proximidades de Lençóis um sentido de corrente aproximadamente de leste para oeste (Fig. 7). As medidas tomadas próximo a Andaraí, na mesma unidade, indicam entretanto, retorno da direção das correntes para NE-SW (Fig. 6). O mesmo sentido, com a corrente provindo de NE para SW é evidenciado pelas unidades 3, 4 e 5 da Formação Lavras, entre Lençóis e Andaraí (Fig. 8).

Os dados acima de direção de sentido de mergulho das estratificações cruzadas da Formação Lavras mostram a existência de um ambiente fluvial à época de deposição. Eviden-

**COLUNA ESTRATIGRÁFICA DE PARTE DA BACIA DO RIO SALITRE
SEGUNDO MONTES (1977)**

Idade	Unidades Estratigráficas		Esp. m	Litologia	Descrição Litológica
	Grupo	Formação			
QUATERNÁRIO				(Qa)	Depósitos aluvionares areias brancas e cinzas escuras, sedimentos argilosos e silteosos.
				(TQd)	Coberturas detriticas arenosas e argilosas.
PRE CAMBIANO SUPERIOR	Grupo	Salitre	50	(pEse)	Calcedrio micrítico cinza escura laminado com estromatólitos Calcedrio micrítico cinza avermelhado com lentes de argilita verde Calcedrio dolomítico argiloso avermelhado Calcedrio dolomítico argiloso avermelhado com lentes de argilita Calcedrio dolomítico cinza com níveis de intraclastos rêsacos. Dolomitos laminados rêsacos
			0		
			60		
PRE CAMBIANO SUPERIOR	Grupo	Bambuí	1	(pEbe)	Paraconglomerado com lentes de arenitos e silteitos Breuvasco feldspático cinza
			0		
			1,5		Siltitos avermelhados com seixos espessos
PRE CAMBIANO SUPERIOR	Grupo	Chapadão	300	(pEme)	Ortoquartzitos esbranquiçados, fino e médio c/estratificações plano paralelas e acanaladas
				(pEmc)	Arenitos silteitos e argilitos conglomerado basal
				(pEcb)	Arenitos, argilitos e silteitos de colorações amareladas com estratificações cruzadas, marcas de onda, bolos de argila e marcas de este.

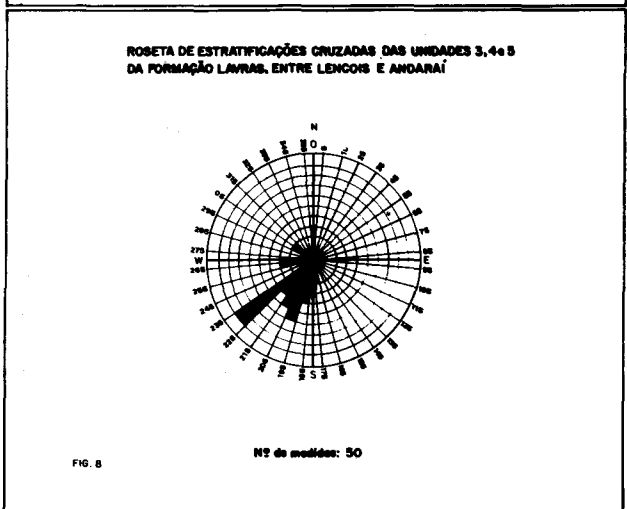
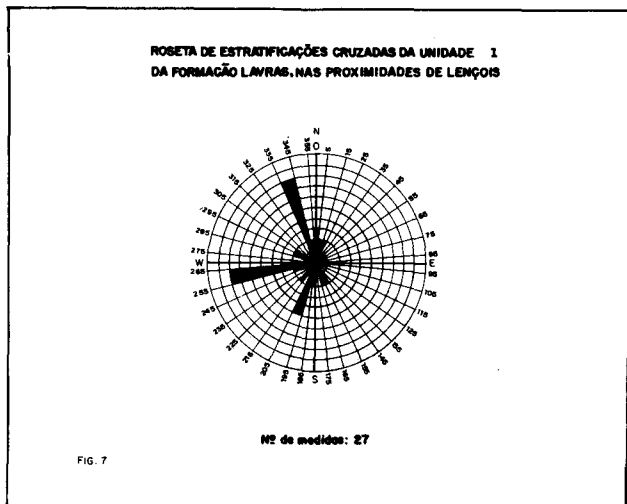
FIG. 4



temente que essa direção de corrente poderia variar com o passar do tempo, como se pode ver nas proximidades de Lençóis, onde a unidade 1 apresenta uma certa concentração de valores no 4º quadrante, mas a direção predominante da corrente mantém-se estabilizada de NE para SW.

É conhecido o fato que os seixos decrescem em tamanho no sentido da corrente. Tal decréscimo pode indicar a direção do transporte de sedimentos. A partir disto, a provável fonte pode ser localizada (Pelletier, 1958).

A técnica de amostragem de campo para os conglomerados Lavras já tinha sido utilizada em trabalho semelhante por Bluck (1965), consistindo na instalação de uma malha de 23 x 23 metros. Nas extremidades desta malha, dentro de um círculo de 1 m², foram medidos *in loco* os eixos maior e médio expostos dos 10 maiores seixos aflorantes. Essas dimensões evidentemente são aparentes, pois o diâmetro exposto, quer seja o maior ou médio, não coincide obrigatoriamente com o diâmetro maior ou médio real do seixo. Em alguns locais, como em certos córregos muito encaixados, essa malha se torna impraticável. Neste caso, reduziram-se as dimensões entre os espaçamentos dessa malha, sempre procurando-se formar uma malha quadrada. A expressão eixo médio, que varia de autor para autor, aqui é tomada como o menor lado de um retângulo imaginário que limita exatamente a face exposta do seixo.



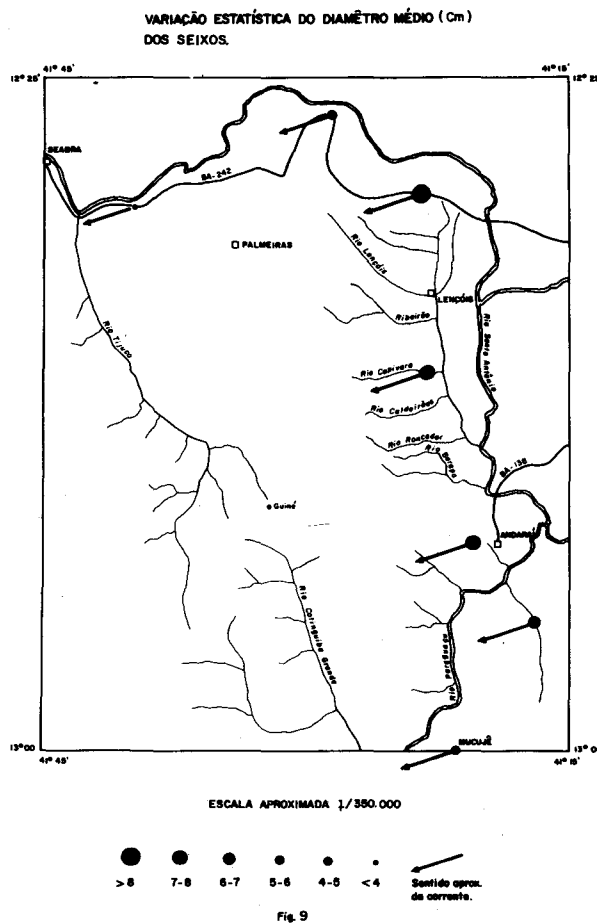
Para observar-se a variação no tamanho dos seixos, usou-se o eixo mediano, correspondendo à média aritmética entre o eixo maior e médio, como um parâmetro estatístico englobando o maior número de dados possível. A partir deste dado foi elaborado o mapa figura 9, onde se nota a diminuição no tamanho dos seixos do conglomerado Lavras de leste para oeste e de norte para sul, evidenciando uma fonte de material situada a nordeste da área pesquisada e plenamente concordante com os dados já obtidos pela análise de estratificações cruzadas.

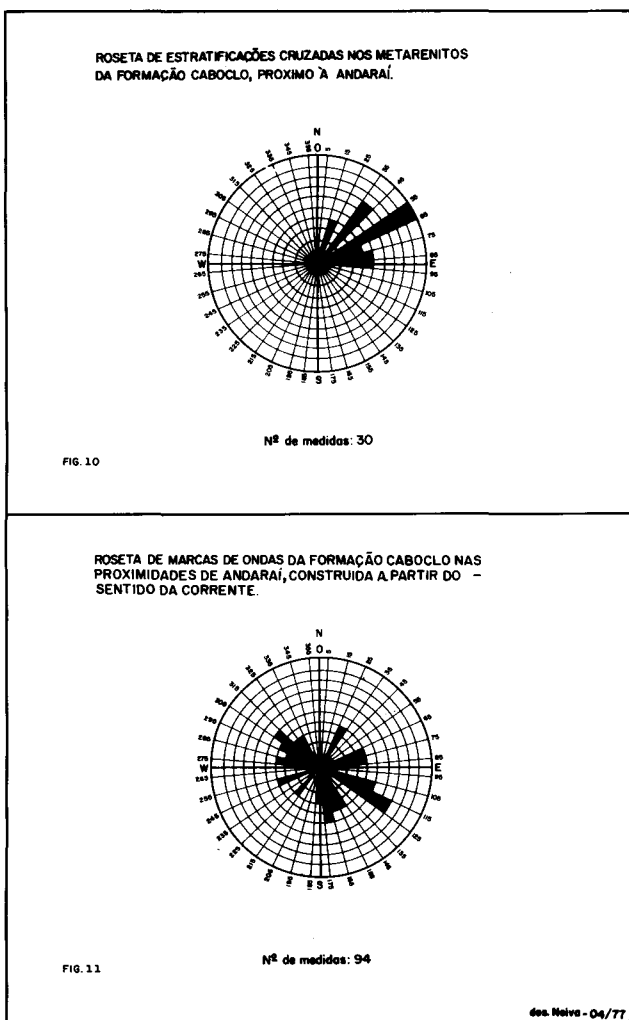
A composição predominantemente grosseira da Formação Lavras, a forma elipsoidal dos seixos contidos nos conglomerados, as inúmeras estruturas *cut-and-fill* e a morfologia das camadas que se apresentam comumente em forma de lentes e intercalações de quartzitos e conglomerados, com inúmeras estruturas de truncamento (Foto 2), são aspectos configurativos de uma deposição através rios anastomosados.

Os estudos de campo e de laboratório permitiram classificar os metarenitos róseos que ocorrem à leste da cidade Andaraí como produto da litificação de areias de praia e incluí-los na Formação Caboclo. Trata-se de rochas com excelente classificação mineralógica, contendo em média 99% de quartzo e apresentando como principal característica uma laminação paralela que parece ser o melhor critério de separa-

ção destas rochas das que integram o Grupo Lavras nas proximidades. Marcas ondulares e mega marcas ondulares são abundantes. Marcas de corrente, ocorrendo em lâminas separadas entre si por poucos milímetros, mostram, muitas vezes, sentidos diversos de corrente. A partir de 94 medidas de sentido de corrente em marcas de ondas assimétricas, tomadas aleatoriamente, construiu-se a roseta da figura 11, onde se nota uma ligeira concentração no 2º e 4º quadrante, indicando a oscilação das marés. Estratificações cruzadas ocorrem em muito menor número do que as marcas de ondas, sendo principalmente do tipo festonado. Usando-se 30 medidas tomadas aleatoriamente obteve-se a roseta da figura 10, onde se tem todos os valores concentrados no 1º quadrante. Como Medeiros et al (1971) demonstraram as estruturas direcionais em praias podem indicar a direção do mar ou da terra. Levando-se em conta que a fonte do material para a Formação Lavras, se situou a nordeste da área, como já foi discutido anteriormente, a direção de SW para NE deve corresponder à direção de transgressão do mar.

A Formação Caboclo litologicamente mostra uma predominância de sedimentos argilo-siltosos em sua composição. Estruturas marinhas podem ser relacionadas à intensa laminação nesta unidade, à própria composição pelítica, à presença de bolotas de areia, à estruturas oolíticas verificadas em lentes de chert provenientes da substituição do carbonato de cálcio por sílica durante a época de diagênese. Segundo Reineck & Singh (1975), a ocorrência de calcários oolíticos em sedimentos modernos é conhecida em áreas costeiras rasas com alta turbulência. Outras estruturas presentes nesta formação





são *groove cast*, marcas de impacto, marcas de sola, *quick sand* e moldes de cubos de sal. A fração arenosa por Brito Neves (1967) denominada Morro do Chapéu, apresenta uma excelente seleção mineralógica, constituindo-se quase exclusivamente de quartzo, sem feldspato e com muito pouca argila. Os quartzitos desta unidade comumente apresentam-se em bancos e mostram estratificações cruzadas e marcas de ondas. Segundo Medeiros et al (1971), os depósitos deltaicos são considerados como resultado da sedimentação em ambiente transicional. Encontra-se na seqüência deltaica, uma interdigitação de sedimentos que não pode ser considerada puramente marinha ou continental; sedimentos legitimamente marinhos ou continentais estão associados a essa seqüência. Fisk et al (1954) sintetizam, num bloco diagrama, as relações entre os sedimentos finos e o *bar-finger* do delta do rio Mississipi. Analisando-se as características das Formações Caboclo e Morro do Chapéu, pode-se considerar essas duas unidades como integrantes de um delta, onde a primeira formação representaria os sedimentos finos e a Formação Morro do Chapéu constituiria o *bar-finger*, ou seja, os canais de rios que desembocam nesse delta. Esta observação levou a ampliar-se o sentido da Formação Caboclo neste trabalho, englobando também a Formação Morro do Chapéu de Brito Neves.

As características litológicas da Formação Bebedouro revelam sedimentos texturalmente imaturos, os quais constituem um horizontê distinto na coluna estratigráfica regional, como

registro de um período de forte erosão. Os agentes capazes de causar profunda erosão e depositar uma mistura heterogênea são o gelo, fluxos de lama subaquosos e correntes terrestres. Dentre estes agentes, o gelo é considerado como o elemento erosivo mais ativo e o que tem maior capacidade de transporte sobre grandes distâncias. Os dados obtidos durante a realização do presente estudo, dão uma origem glacial para a Formação Bebedouro. A seguir discutir-se-ão os principais critérios utilizados na interpretação ambiental dessa formação, contrastando-os com os aspectos característicos dos tilitos.

A Formação Bebedouro apresenta uma composição litológica variável, indo desde areno-siltico-argilosa até grauváquica, contendo seixos de gnaisses, granitos, quartzitos, xistos e calcários. Os tilitos são rochas de composição variada, produzidas por geleiras, contendo grandes seixos de litologias diversas.

Os clastos existentes na Formação Bebedouro apresentam tamanhos variados, indo desde vários microns até 1 metro, havendo uma diminuição de tamanho com a distância da fonte (Figura 12 - Foto 3). Os tilitos apresentam uma completa ausência de sortimento, com a granulometria variando desde alguns microns até metros.

Nos sedimentos siltico-argilosos basais da Formação Bebedouro existem inúmeros seixos erráticos de diversas litologias. Um *drop-stone* típico, magnificamente bem preservado, com mais de 50 cm de diâmetro foi observado na bacia do rio Salitre, próximo ao povoado de Tabua, na localidade de Roçado. Fragmentos erráticos de vários tamanhos, também denominados de *drop-stones*, abundantemente espalhados em sedimentos laminados, são fortes evidências a favor de um transporte pelo gelo.

Nas proximidades de Tabua, foi encontrado um pequeno pavimento de silexito (foto 4) contendo estrias e grooves. A evidência mais diagnóstica de antigas glaciações é um extenso pavimento estriado, situado abaixo das rochas com aspecto de till.

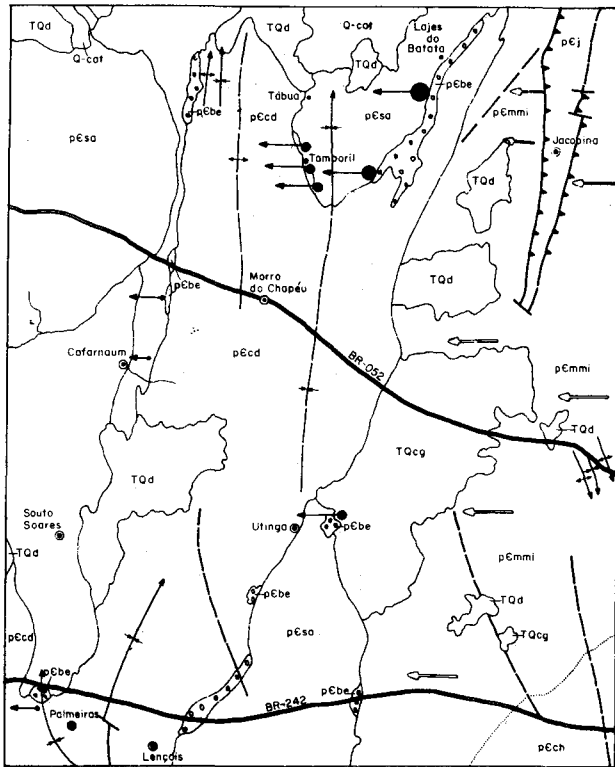
Os sedimentos silticos-argilosos basais da Formação Bebedouro, na bacia do Salitre, apresentam um aspecto quase maciço, com laminação quase imperceptível a olho nu, entretanto, nas bacias do Jacaré e Una, estes sedimentos são finissimamente laminados e considerados como varvitos típicos.

Um dos critérios glaciais mais importante é a extensão do depósito. Os tilitos devido a seu modo de formação, estendem-se uniformemente por milhares de quilômetros (Harland et al, 1966) e são considerados elementos de correlação estratigráfica regional. A Formação Bebedouro, em virtude dos dobramentos regionais, hoje aflora amplamente nos bordos das bacias dos rios Salitre, Jacaré e Una, representando um horizonte distinto na coluna estratigráfica regional e facilmente correlacionável à Formação Jequitai que ocorre nos estados de Minas Gerais e Goiás, onde ocorre unidade semelhante nos municípios de Cristalina, Cabeceiras, Nova Roma, Campos Belos e Padre Bernardo (Dardenne et al, 1978).

As características litológicas e texturais da Formação Salitre, constituída quase que essencialmente de calcários, indicam que quando teve início a deposição da formação, as áreas continentais circundantes estavam submersas. Na área estudada foi observada a seguinte variação ambiental:

AMBIENTE CONTINENTAL

A predominância de sedimentos finos bem laminados repre-



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

QUATERNÁRIO/TERCIÁRIO



PRÉ-CAMBRIANO



GRUPO CHAPADA DIAMANTINA

pEcd

GRUPO JACOBINA

pCj

EMBASAMENTO CRISTALINO

Complexo Metamórfico-Migmatítico

pEmmi

COMPLEXO GRANULÍTICO

pEch

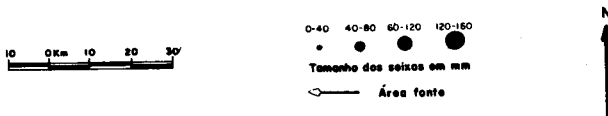


FIG. 12 DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DOS SEIXOS NA FORMAÇÃO BEBEDOURO

as águas eram basicamente lacustres. A coloração dos sedimentos variando entre rósea a avermelhada, indica que eles ficavam expostos à oxidação por longos períodos.

AMBIENTE TRANSICIONAL (CONTINENTAL MARINHO)

A alternância de facies constituídas por calcários dolomíticos cinza a níveis argilosos cinza-esverdeados, ambos laminados, representam áreas que ficavam submersas e emersas durante a baixa-mar, num ambiente de baixa energia e de condições redutoras.

AMBIENTE MARINHO

A presença de calcários cinza-escuros odorosos, bem laminados contendo estromatólitos sugerem condições de mar raso.

EVIDÊNCIAS DO PALEORRELEVO DE JACOBINA

A análise estatística dos clastos constituintes das Formações Lavras e Bebedouros e as direções de paleocorrentes, evidenciadas por estratificações cruzadas, revelam que a região da atual Serra de Jacobina constituiu um paleorrelevo ativo durante as deposições dos Grupos Chapada Diamantina e Bambuí.

Os seixos extraformacionais de quartzitos verdes e brancos, abundantes nos conglomerados Lavras, na região de Lençóis, são extremamente semelhantes àquelas litologias presentes na Serra de Jacobina, não tendo sido, entretanto, encontradas rochas granito-gnáissicas, o que pode ser explicado pela sua menor resistência aos processos de alteração. A análise petrográfica dos fragmentos de rochas contidos nos sedimentos da Formação Bebedouro indica uma área fonte onde há predominância de rochas quartzíticas, granito-gnáissicas e xistosas, além das litologias descritas para os conglomerados Lavras, o que evidencia o grande período durante o qual a Serra de Jacobina provisionava de material a bacia onde se acumulavam os sedimentos do Grupo Chapada Diamantina e, posteriormente, do Grupo Bambuí.

No capítulo anterior já foi discutida a metodologia empregada na análise estatística da variação do tamanho dos seixos integrantes do conglomerado Lavras e que permitiu a construção do mapa da figura 9, onde se nota a diminuição no tamanho dos seixos de leste para oeste e de norte para sul evidenciando uma fonte de material situada a NE da região de Lençóis, portanto na Serra de Jacobina ou nas suas proximidades, atuando à época de deposição do Grupo Chapada Diamantina. As medidas de estratificações cruzadas para a Formação Lavras, como já discutido anteriormente, demonstram um sentido de corrente NE para SW, ou seja, o fluxo provindo da Serra de Jacobina, ou suas imediações (Figs. 5, 6, 7 e 8). Outra evidência do sentido das correntes é dada pela variação em espessura da Formação Lavras que se afina para Oeste.

Para a Formação Bebedouro no norte da Chapada Diamantina, a análise estatística do tamanho dos clastos foi feita tomando como base a medida de 100 seixos coletados ao acaso, em cada afloramento, alcançando um total de 1.200 seixos. A análise estatística desses dados, permitiu construir-se o mapa da figura 12 onde se observa a diminuição do eixo mediano de leste para oeste. O mesmo resultado é obtido com a média aritmética do eixo maior. Sendo assim, os terrenos precambrianos situados a leste da área estudada, ou seja, na Serra de Jacobina, que são constituídos de rochas granito-gnáissicas e quartzíticas, representam a verdadeira área fonte dos sedimentos da Formação Bebedouro.

Os dados acima obtidos em trabalho de campo e não decorrentes de puras suposições, caracterizam perfeitamente a faixa de Jacobina como um paleorrelevo ativo durante a deposição dos Grupos Lavras e Bambuí.

CONCLUSÕES

Acredita-se que os argumentos apresentados sejam suficientes para comprovar que a faixa de rochas granito-gnáissicas, quartzíticas e xistosas da Serra de Jacobina, constituiu durante muito tempo, um paleorrelevo que provisionava de material as bacias onde se depositavam os Grupos Chapada Diamantina e Bambuí, na área estudada.

Um sistema de rios tipo *braided-stream*, fluindo da Serra de Jacobina, ou de suas proximidades e dirigindo-se para SW, depositou a seqüência quartzítica conglomerática constituinte da Formação Lavras. Uma transgressão marinha, com o mar entrando na bacia no sentido de SW para NE, propiciou a instalação de um sistema flúvio-deltaico-marinho, representado pela Formação Caboclo, em cujo seio aqui é incluída a Formação Morro do Chapéu de Brito Neves. Posteriormente uma extensa glaciação desenvolveu-se na região central do Estado da Bahia. Durante este processo glacial a Serra de Jacobina constituiu uma cordilheira montanhosa, de onde fluíram massas de gelo carreando consigo as rochas integrantes desse sistema montanhoso, como se fosse uma gigantesca amostragem, hoje observável na Formação Bebedouro. Possivelmente esta glaciação, cujos registros existem comprovadamente em outras partes do território brasileiro, possibilitou a elevação do nível de água contido nos mares e estes, pouco a pouco, invadem inicialmente as terras mais baixas, formando grandes lagos e, finalmente cobrem grandes áreas do continente, só ficando emersas as regiões topograficamente muito elevadas.

BIBLIOGRAFIA

- BLUCK, B. J. (1965) – The Sedimentary History of Some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology* 4: 225-245.
- BRITO NEVES, B. B. (1967) – *Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-Ba.* Cone SP. Dep. Tec. Recife. Relat. Tec. nº 17.
- CAHEN, L. (1963) – Glaciations et Derives des Continents. *Ann. Soc. Belgique*, T. 86. Bull. nº 1, p. 21-83.
- CHUMAKOV, N. M. (1965) – Precambrian Tillite Rocks of URSS., *Internat. Geol. Rev.* 8 (4): 391-403.
- CHUMAKOV, N. M. (1973) – Continental Ice Sheets and Precambrian Shields, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85(5): 1839-1840.
- COLEMAN, J. M. (1969) – Bramaputra River: Channel Process and Sedimentation. *Sedimentary Geology*, 3(2/3).
- CPRM/DNPM (1976) – *Projeto Bahia.* Relatório Final.
- CPRM/SME-BA (1975) – *Projeto Rochas Efusivas* – Rel. Final.
- CURRAY, R. J. (1956) – The Analysis of two-dimensional orientation Data. *The Journal of Geology*. 64(6): 117-131.
- DARDENNE, M. A., Faria, A., Magalhães, L. F. & SOARES, L. A. (1978) – O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do craton São Francisco – SBG – Núcleo Centro-Oeste. Bol. 7 e 8. 85-97
- DOEGLAS, D. J. (1962) – The Structure of Sedimentary Deposits of Braided Rivers. *Sedimentology*. 1: 167-190.
- FISK, H. N. et al (1954) – Sedimentary Framework of the Mordern Mississipi Delta. *Journ. Sed. Petrology*. 24: 76-99.
- FLINT, R. F., SANDERS, J. E. & RODGERS, J. (1960) – Diamictites: a substitute term for symmictite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71(12): 1809-1810.
- FLINT, R. F. (1971) – *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley and Sons Inc. New York, 892p.
- FLOK, R. L. (1968) – *Petrology of Sedimentary Rocks*. Himpills Bookstone. Austin, Texas, 170p.
- HARLAND, H. B., HEROLD, K. N. & KRINSLEY, D. H. (1966) – The Definition and identification of tills and tillites. *Earth. Sci. Rev.*, 2: 225-256.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; BRITO NEVES, B. B. Mc REATH, I.; BARTELS, R. L. (1976) – Geocronologia e o Modelo Tectonomagnético da Chapada Diamantina e Espinhaço Sententrional, Bahia. S.B.G. 29º Congr. Bras. Geol. *Resumo dos Trabalhos* p. 204.
- KUENN, PH. H. & MIGLIORNI, C. I. (1950) – Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. Geol.* 58(2):91-127.
- LONG, D. G. F. (1974) – Glacial and Paraglacial genesis of conglomerates rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian, Chibougamau, Quebec). *Can. Journ. Earth. Sci.*, 11: 1236-1252.
- MATTEWS, R. K. (1974) – *Dynamic Stratigraphy*. Prentice-Hall. New Jersey. 370p.
- MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H. & FRIEDMAN, G. M. (1971) – *Facies Sedimentares-Análise e Critérios para reconhecimento de Ambientes Depositionais*. PETROBRÁS. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento; Seção de Exploração de Petróleo; Publicação nº 5. 123p.
- MEDVEDEV, V. Y. (1974) – Tillite Bodies of West Africa. *Geol. Intern. Rev.* 16 (4): 395-393.
- MISI, A. & TORQUATO, R. J. (1976) – Medidas Isotrópicas de Carbono e Oxigênio em Carbonatos do Grupo Bambuí – região Centro-Norte do Estado da Bahia. S. B. G. Congr. Bras. Geol. XXIX, Belo Horizonte, *Res. dos Trab.*
- MONTES, A. S. L. (1977) – O contexto Estratigráfico e Sedimentológico da Formação Bebedouro na Bahia; Um Possível Portador de Diamantes. *Tese de Mestrado em Geologia*. Universidade de Brasília. 100p. inédito.
- MONTES, M. L. (1977) – Os Conglomerados Diamantíferos da Chapada Diamantina-Bahia, Brasil. *Tese de Mestrado em Geologia*. Universidade de Brasília, 102p. inédito.
- PELLETIER, R. B. (1958) – Pocono Paleocurrent in Pennsylvania and Maryland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 69: 1033-1064.
- PETTIJOHN, F. T. & POTTER, P. E. (1963) – *Paleocurrents and Basin Analysis*. Spring Berlag. Berlim. 296p.
- REINECK, H. E. & SING, I. B. (1975) – *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Berlag. Berlim – 439p.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1966) – Terminology of mixed coarse-fine sediments. *Journ. Sed. Petrol.*, 36(3): 831-835.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1974) – Late Precambrian Mixtites: Glacial and/or non glacial? *Am. Journ. Sci.*, 274(7): 673-824.
- WENTEORTH, C. K. (1936) – An Analysis of the Shape of Glacial Pebbles. *Journ. Sed. Petrol.*, 6:85-96.
- WHITE, W. A. (1972) – Deep Erosion by Continental Ice Sheets. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83(4): 1037-1056.
- WHITE, W. A. (1973) – Deep Erosion Infracambrian Ice Sheets. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84(5): 1841-1844.

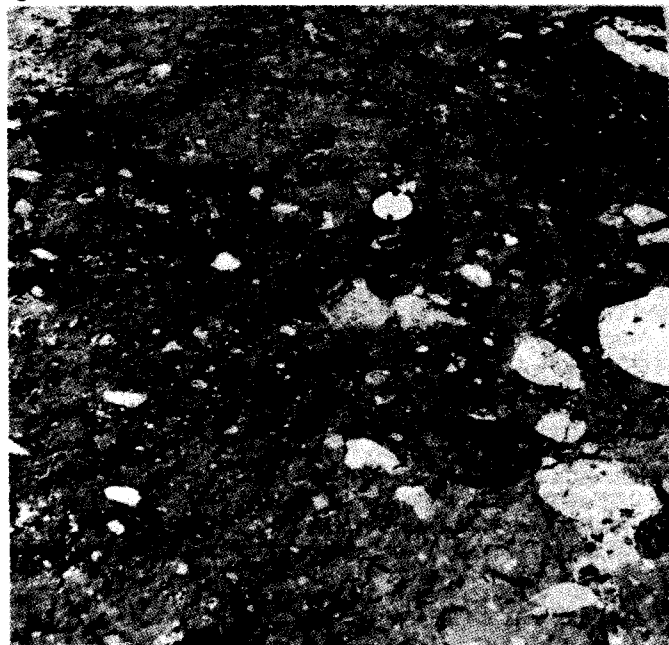
1



2



3



4



FOTO 1 - Megaestratificações cruzadas nos quartzitos Lavras. FOTO 2 - Paleocanais e truncamentos de camadas nos conglomerados Lavras. FOTO 3 - Feição característica dos paraconglomerados da Fm. Bebedouro, notando-se a variação do tamanho dos seixos. FOTO 4 - Pequeno pavimento de sílexito localizado nas proximidades do povoado de Tabua, mostrando estrias e "grooves".

CORRELAÇÃO ENTRE O SUPERGRUPO ESPINHAÇO NO BRASIL, O GRUPO CHELA EM ANGOLA E AS FORMAÇÕES NOSIB E KHOABENDUS DA NAMÍBIA

*Joaquim Raul Torquato
Deptº de Geociências da UFC.*

*Antônio Celso Campolim Fogaça
Centro de Geologia Eschwege da UFMG.*

No presente trabalho procuramos estabelecer uma correlação geológica entre as faixas metassedimentares do Espinhaço Mineiro e Baiano no Brasil com as rochas do Grupo Chela em Angola e das Formações Nosib e Khoabendus da Namíbia. É dada ênfase às possíveis correlações geográficas, litológicas, estratigráficas geocronológicas, tectônicas e ainda às ocorrências de diamante e ferro. Apresenta-se um quadro comparativo entre as várias colunas geológicas indicando as unidades que nos parecem ser correlacionáveis e conclui-se pela apresentação do desenvolvimento da faixa Espinhaço/Chela/Namíbia em ambiente de bacia intracratônica semelhante ao atual geossinclíneo Mediterrânico.

INTRODUÇÃO

A ligação pretérita pré-gondwânica entre os vários continentes é uma idéia hoje considerada indiscutível. No entanto, os mecanismos que promoveram a sua separação e o posicionamento exato entre os vários continentes ainda agora são considerados como problemas em fase de resolução.

Um dos autores (J. R. T.) tem dedicado parte do seu tempo ao estudo das várias ligações geológicas entre a América do Sul e a África (Torquato, 1971, 1974, 1974 a 1976, 1977, e Torquato e Cordani, no prelo) e já em 1974 propunha como hipótese de trabalho a correlação entre as rochas aqui discutidas.

Com o presente trabalho procuramos correlacionar as rochas do Espinhaço Mineiro com as do Espinhaço Baiano e este conjunto com as rochas angolanas do Grupo Chela e as Formações Nosib e Khoabendus da Namíbia.

Através da evolução do conhecimento das características geológicas regionais dos dois continentes, vai sendo possível acrescentar, passo a passo, mais uma peça ao enorme desafio que é a correlação integral de todas as unidades geológicas envolvidas.

No caso presente da ligação Espinhaço/Chela/Namíbia o problema torna-se delicado, pois a falta de testemunhos litológicos nas duas regiões marginais dos continentes, associado ao fato da faixa ser grosseiramente Norte-Sul, portanto com uma grande área sem afloramentos, e parte do Espinhaço e sua contraparte africana terem sido envolvidos pelos geossinclinais do neoproterozóico torna as possíveis correlações bastante discutíveis; apesar disso, os autores julgam que através dos dados indicados nos capítulos seguintes, a ligação proposta é absolutamente viável e vai dar origem, possivelmente, a mais uma série de controvérsias, especialmente no que diz respeito à origem da formação da bacia de deposição.

Baseados no conhecimento da sedimentação, tectônica e vulcanismo que ocorre no Mar Mediterrâneo, os autores pensam ser possível uma comparação entre as gênese das duas bacias, não concordando portanto com as idéias apresentadas por outros pesquisadores que admitem a sua formação através de um geossinclíneo alpino no sentido clássico.

DESCRIÇÃO SUMÁRIA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS ENVOLVIDAS

Apesar da descrição das unidades geológicas envolvidas neste trabalho estar divulgada em vários artigos, resolvemos, para melhor clareza desta correlação, fazer um sumário da geologia de cada área, acompanhado de um quadro com as principais características de cada região.

SUPERGRUPO ESPINHAÇO (MINAS GERAIS)

No Estado de Minas Gerais, o supergrupo Espinhaço engloba as seqüências predominantemente quartzíticas que constituem a cordilheira homônima. Inicialmente denominado de Supergrupo Minas por Pflug (1965), mediante correlações efetuadas com as rochas descritas por Dorr et al. (1959) no Quadrilátero Ferrífero, este conjunto é aqui caracterizado com base nos trabalhos de Schöll & Fogaça (1979). Conforme critérios explicitados mais adiante, são atribuídas a este supergrupo somente as litologias que constituem a Fácies Diamantina de Pflug (1968), presentemente dividida nas seguintes formações: São João da Chapada (subdividida nos níveis A, B e C), Sopa Brumadinho (subdividida nos níveis D, E e F), Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande. No tocante a esta última formação, a sua inclusão no Supergrupo Espinhaço é duvidosa, uma vez que apresenta similaridades litológicas com as rochas do Grupo Macaúbas, razão pela qual é tentativamente considerada no presente trabalho, como pertencente a este último grupo (Quadro I).

A Formação São João da Chapada, é subdividida nos níveis A, B e C. O mais inferior, o nível A, é constituído de lentes de metabrechas monomíticas de quartzito ou metaconglomerados polimíticos que gradam lateral e verticalmente para quartzitos. Ainda não se tem certeza se a deposição destas rochas ocorreu em ambiente deltáico ou ambiente totalmente marinho. O nível B é composto exclusivamente por filitos hematíticos, rocha de origem magnética que atualmente se apresenta totalmente transformada e com uma mineralogia à base de sericita e hematita. Segundo Renger (1970), Hoppe (1978) e Scoll (1979) trata-se de tufitos ou

ESTRATIGRAFIA	ESPESURA (M)	IDADE (M. A.)	LITOLÓGICA	AMBIENTE	DEPOSIÇÃO	TECTÔNICA	METAMORFISMO	
SERRA DO FRANCISCO	GRUPO BAMBUI	~ 700	1.000	CALCÁRIOS COM ESTROMATOLITOS, SILTITOS.	MARINHO RASO EMPORRIGADO	QUÍMICA PELÍTICA	CONDICÕES PLATAPOR-MAIS	XISTO VERDE (IRREGULAR)
	GRUPO MACAÏBAS	900 A 1.200	1.000 A	QUARTZITOS, FILITOS, LENTES DOLOMÍTICAS	BLACIA A	QUÍMICA	CONDICÕES PLATAPOR-MAIS (?)	XISTO VERDE
SUPER GRUPO ESPINHAÇO	FM. RIO PARDO GRANDE	70 A 100	1.000	METASILTITOS, METARGILITOS, LENTES DOLOMÍTICAS	MARINHO RASO	PELÍTICA	CONDICÕES PLATAPOR-MAIS (?)	XISTO VERDE
	FM. Córrego PEREIRA	~ 250	1.100-1.300	QUARTZITOS (às VEZES FELDSPÁTICO)	MARINHO RASO	DETRÍTICA	CONDICÕES PLATAPOR-MAIS (?)	XISTO VERDE (BAIXO)
	FM. Córrego BANDEIRA	~ 200		FILITOS, QUARTZITOS	DE BAIXA ENERGIA	PELÍTICA		
	FM. Córrego DOS BORGES	~ 200		QUARTZITOS	ENERGIA	PELÍTICA		
	FM. SARTA RITA	~ 120		FILITOS, QUARTZITOS, METASILTITOS	MARINHO RASO (TRABOSES SIVO?)	DETRÍTICA		
	FM. GALHO DO MIGUEL	~ 1.000		QUARTZITOS Puros		PELÍTICA	CONDICÕES PLATAPOR-MAIS (?)	XISTO VERDE (BAIXO)
	FM. SOPA BRUMA	F		METASILTITOS, SIBONAS		DETRÍTICA		
	FM. DINO	E	190	QUARTZITOS, FILITOS, CONGLOMERADOS POLI-MONOMÍFICOS	MARINHO RASO	PELÍTICA		
	FM. SÃO JOÃO DA CRAPADA	G	180	FILITOS, QUARTZITOS	DE ALTA ENERGIA	VULCÂNICA E DETRÍTICA		
		A	1.700-1.000	QUARTZITOS COM NÍVEL DE FILITO E CONGLOMERADOS		PELÍTICA		
EMBASAMENTO	-	3.200	QUARTZITOS, CONGLOMERADOS, GRANITOS, GNAISSOS, XISTOS	-	-	COMPLEXA	ALTO	

QUADRO I - RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DOS SUPER GRUPOS ESPINHAÇO E SÃO FRANCISCO^a

^a SCHÖLL (1979); FOBAÇA & SCHÖLL (1979); HETTICH (1977)

extrusivas de caráter básico, ou mesmo ultrabásico. Na mesma posição estratigráfica dos filitos hematíticos, ocorrem vulcanitos ácidos na região de Itapoan-hacanga (sul de Diamantina). Esta faixa magmática pode ser seguida descontinuamente por aproximadamente 1.000 quilômetros ao longo da Serra do Espinhaço, sendo considerada um horizonte guia da porção basal do Super Grupo Espinhaço. Concordante sobre o nível de filitos hematíticos, sucede-se o nível C, pacote constituído por quartzitos de granulação média a grosseira em bancos contínuos por dezenas de metros. Intercalações delgadas de filitos são observadas sobretudo na sua parte mediana e superior. Também nas proximidades do topo do pacote são frequentes quartzitos com seixos arredondados de quartzo ou lentes esparsas de conglomerado monomítico. O ambiente deposicional desses quartzitos é o marinho raso, atestado pela presença constante de marcas de ondas simétricas.

As rochas conglomeráticas que ocorrem em toda porção central da Serra do Espinhaço são incluídas na Formação Sopa Brumadinho. Além dos conglomerados, em geral diamantíferos, outros tipos de rochas são encontrados nesta formação, presentemente subdividida em três níveis. O nível D congrega filitos, filitos quartzosos e quartzitos micáceos, estes últimos com estratificações cruzadas de pequena amplitude (10 – 50 centímetros). No nível E podem ser distinguidas duas fácies: (1) áreas onde predominam quartzitos grosseiros, localmente com seixos, e com elevados teores em óxidos de ferro, que tanto são observados sobre os estratos cruzados e nas selas das marcas de onda (origem clássica); (2) áreas com metaconglomerados polimíticos intercalados

em quartzitos geralmente grosseiros, cujos componentes principais são oriundos do retrabalhamento intraformacional das litologias da própria formação: seixos de vários tipos de quartzitos, filitos (sedimentar e hematítico) e microconglomerados; além destes são também frequentes os seixos de quartzo leitoso provenientes das áreas continentais. O tamanho dos seixos varia numa escala de centímetros, mas pode atingir 1 metro de diâmetro, indicando assim energias elevadas e águas rasas no ambiente de deposição. O nível F tem sua maior distribuição e espessura a noroeste de Diamantina e é constituído de filitos e metassiltitos com intercalações lenticulares de metabrechas quartzíticas.

A Formação Galho do Miguel é a que possui maior distribuição areal ao longo da Serra do Espinhaço Meridional, quando comparada com as demais unidades litoestratigráficas. É essencialmente composta de quartzitos puros (às vezes micáceos) em bancos espessos e com mega-estratificações cruzadas (extensões de dezenas de metros e alturas que chegam a atingir 10 – 15 metros). Granulação fina, alta maturidade dos sedimentos e estratificações cruzadas gigantes indicam sedimentação em plataforma algo profunda para esses quartzitos, cuja espessura é da ordem de 1.000 metros. Na sua porção superior começam a aparecer intercalações delgadas de metassiltitos e filitos, corroborando uma passagem gradual para a unidade subsequente.

A Formação Santa Rita é composta predominantemente por quartzitos sericíticos e subordinadamente filitos quartzosos e metassiltitos. Pflug & Schöll (1974) descreveram a existência de diques de metarenito nesta formação cerca de 3 quilômetros a sudeste de Curimatã.

As três formações descritas a seguir, definidas por Pflug (1968) nas imediações dos córregos homônimos, caracterizam-se pela ausência de sedimentos clásticos grosseiros e abundância de estruturas sedimentares típicas de ambientes de baixa energia. Provavelmente foram depositadas em mar raso (intramaré). A Formação Córrego dos Borges é constituída exclusivamente por quartzitos geralmente micáceos, os quais apresentam-se, distinta e regularmente, finamente laminados. Estratificação cruzada de baixo ângulo e pequenos canais de erosão também são estruturas primárias características da unidade. Segue-se um pacote constituído por uma alternância, grosseiramente rítmica, de quartzitos finos e filitos, conhecida sob a denominação de Formação Córrego da Bandeira; suas estruturas sedimentares mais frequentes são as laminações irregulares e cruzadas. Esta unidade grada rapidamente para a seqüência monótona de quartzitos micáceos que compõem a Formação Córrego Pereira. Além das estruturas primárias deste pacote (estratificações cruzadas, laminações convolutas e diques de metarenitos), seus quartzitos superiores tornam-se feldspáticos, evidenciando assim um certo grau de imaturidade e possivelmente, deposição rápida em ambiente marinho costeiro.

A seqüência mais jovem atribuída ao Supergrupo Espinhaço é a Formação Rio Pardo Grande. Ela difere de todas as demais pela sua associação litológica peculiar. Metassiltitos e metargilitos são os termos mais frequentes, aos quais intercalam-se ocasionalmente, lentes pouco espessas de dolomito. Adicionalmente, a ocorrência de extensas áreas pediplanizadas na formação, das quais emergem tableiros residuais com concreções ferro-manganesíferas, atestam o fato dos metargilitos e metassiltitos subjacentes terem sido impregnados de manganês na bacia de deposição. Esta mesma associação litológica com sedimentação em ambiente favorável à precipitação

ESTRATIGRAFIA	ESPESURA (M)	IDADE (M.A.)	LITOLOGIA	AMBIENTE	DEPOSIÇÃO	TECTÔNICA	METAMORFISMO
GRUPO CHAPADA DIAMANTINA	FM. MORRO DO CHAPÉU	300	ARENITOS FINOS A MÉDIOS, QUARTZITOS	MARINHO RASO (PRAIA)	PELÍTICA DETRÍTICA	CONDICIONAMENTO GERAL: TECTÔNICA DE BLOCOS, DOBRAS AMPLAS E SUAVES, MARCAS DE ONDAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	VARIANDO DE AUREMETAMORFISMO (NORTE) A XISTO VERDE (SUL)
	FM. CABOCCO	< 500	SILTITOS, ARGILITOS, ARENITOS	MARINHO RASO (PRAIA)	DETRÍTICA PELÍTICA		
GRUPO PARAGUACÚ	FM. TOMBADOR	400	ARENITOS, QUARTZITOS, CONGLOMERADOS (RASOS)	MARINHO RASO (TRANS OCEÂNICO)	PELÍTICA DETRÍTICA	CONDICIONAMENTO GERAL: TECTÔNICA DE BLOCOS, DOBRAS AMPLAS E SUAVES, MARCAS DE ONDAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	XISTO VERDE
	FM. LAVRAS		QUARTZITOS, CONGLOMERADOS	MARINHO RASO	PELÍTICA DETRÍTICA		
GRUPO RIO DOS REMÉDIOS	FM. AÇURUÁ	~ 1.400	QUARTZITOS, CONGLOMERADOS	MARINHO RASO	DETRÍTICA PELÍTICA	CONDICIONAMENTO GERAL: TECTÔNICA DE BLOCOS, DOBRAS AMPLAS E SUAVES, MARCAS DE ONDAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	XISTO VERDE
	FM. LAGOA DE DENTRO		ARDÓSIAS, QUARTZITOS, METASILTITOS				
	FM. MANGABEIRA		QUARTZITOS IMPUROS				
	FM. OURICURI DO OURO		QUARTZITOS, METACONGLOMERADOS				
GRUPO RIO DOS REMÉDIOS	FM. SUP.	400	VULCANITOS ÁCIDOS, QUARTZO PORFÍROS, QUARTZO QUERATÓFIOS	MARINHO RASO	VULCÂNICA E DETRÍTICA PELÍTICA	CONDICIONAMENTO GERAL: TECTÔNICA DE BLOCOS, DOBRAS AMPLAS E SUAVES, MARCAS DE ONDAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	XISTO VERDE
	FM. INF.		QUARTZITOS GROSSEIROS				
EMBARAMENTO	-	2.000	GRANITOS, GNAISS	-	-	COMPLEXA	ALTO

QUADRO II - RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DO SUPER GRUPO ESPINHAÇO (BAHIA)*

* INDA E BARBOSA (1978)

de carbonatos e fenômenos de enriquecimento supergênico são encontradas nas porções basais do Grupo Macaúbas, razão pela qual, preferimos incluir a Formação Rio Pardo Grande neste grupo pós-Espinhaço. Os contatos com a Formação Córrego Pereira sotoposta ainda são mal definidos, mas Pflug (1968) cita a existência de uma ligeira discordância entre estas duas seqüências.

SUPERGRUPO ESPINHAÇO (BAHIA)

O Supergrupo Espinhaço na Bahia, descrito a seguir de acordo com o texto explicativo da Carta Geológica ao Milionésimo editado em 1978 pela SME/CPM, está subdividido em três grupos, os quais, de baixo para cima são: Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu e Grupo Chapada Diamantina (Quadro II).

Grupo Rio dos Remédios

Este grupo foi definido originalmente por Schobbenhaus e Kaul em 1971 e as suas rochas localizam-se principalmente no Sinclinal de Água Quente, passando pelas imediações de Rio de Contas e Marcolino Moura, prolongando-se para sul até Umburanas.

É dividido em duas unidades, uma basal, chamada de “Unidade Piroclástica” constituída fundamentalmente por quartzitos grosseiros de granulação média com freqüentes inclusões de quartzo azulado. O seu caráter fundamental é piro e epiclástico intervulcânico. A unidade superior, apelidada de “Unidade vulcânica”, é formada por vulcanitos ácidos com evidências de metamorfismo dinâmico, os quais variam de quartzoporfíros a quartzo-queratófiros, dominando os primeiros sobre os segundos.

Grupo Paraguaçu

Foi Derby em 1906 quem definiu a existência destas rochas de origem metassedimentar e magmática, depositadas após ligeira deformação e erosão do Grupo Rio dos Remédios.

Da base para o topo temos quatro formações, descritas inicialmente por Schobbenhaus e Kaul (1971) e redefinidas por Inda e Barbosa (1978). São elas:

Formação Ouricuri do Ouro, com boas exposições na região de Ibitiara e entre esta localidade e a Lagoa do Dionísio, formada na sua parte basal por metaconglomerado polimítico de espessura variável, por vezes lenticular. Os seixos são de quartzito, granito, chert e itabirito, encontrando-se por vezes seixos de rochas metavulcânicas; os diâmetros máximos são da ordem de 40 centímetros, com valores médios não ultrapassando os 5 centímetros; a matriz é arcossiana grosseira. Por cima destes conglomerados ocorrem quartzitos feldspáticos e intercalações de metassiltitos.

Formação Mangabeira, ocorrendo principalmente nas localidades de Lagoa do Dionísio, Ouricuri do Ouro e ao longo da borda ocidental da Chapada Diamantina. É constituída por quartzitos finos a médios, em geral sericíticos, intercalados com metassiltitos de cores variegadas.

Formação Açuruá de ocorrência principal no núcleo do Anticlinal de Açuruá corresponde em grande parte à Formação Ipupiara de Schobbenhaus e Kaul (1971). É formada por quartzitos médios a grosseiros, mal classificados, com níveis conglomeráticos de pequenos seixos de quartzo leitoso e quartzito; superiormente passa para ardósias e metassiltitos.

Grupo Chapada Diamantina

Este grupo está hoje dividido em quatro formações, descritas inicialmente por: Derby (1906) – Formação Lavras, por Branner (1910) – Formação Tombador e Caboclo e por Brito Neves (1967) – Formação Morro do Chapéu.

Formação Lavras começa a individualizar-se nos arredores de Mucugê e ocorre muito bem em Santo Inácio e Poços. Na base apresenta quartzitos bem classificados de granulação média com marcas de onda e estratificação cruzada, com níveis esparsos de conglomerados ora polimíticos ora monomíticos e com seixos bem arredondados mas de baixa esfericidade. A sua deposição é em aparente discordância erosiva com o Grupo Paraguaçu. Na sua região média encontram-se quartzitos, localmente sericíticos, com níveis finos e siltitos; níveis conglomeráticos lenticulares ocorrem com freqüência. O topo de formação é bastante semelhante à sua base, porém é mais espesso e de ocorrência generalizada na área. Esta formação por vezes apresenta-se extremamente delgada e reduzida a níveis lenticulares; a exemplo da Formação Sopa Brumadinho do Espinhaço Mineiro é portadora de diamantes.

A Formação Tombador constitui provavelmente o nível estratigráfico mais importante em todo o craton de São Francisco. O seu grau de metamorfismo varia de local para local de acordo com a sua posição espacial, no entanto, nunca ultrapassa o xisto-verde. É formada ora por arenitos ora por quartzitos, às vezes arcossianos e localmente com níveis conglomeráticos. No topo podem ocorrer bancadas de metarenitos argilosos e siltitos.

A Formação Caboclo, de ocorrência generalizada na região central da Chapada Diamantina, é formada essencialmente por argilitos e siltitos os quais passam para arenitos. A ocorrência de calcário no topo está subordinada aos níveis de folhelhos escuros.

A Formação Morro do Chapéu aparece na área centro-norte da Chapada Diamantina e é formada por arenitos finos a médios passando localmente a quartzitos com estruturas primárias bem conservadas. Na sua região basal podem ocorrer níveis de conglomerados intraformacionais de matriz quartzítica e seixos de quartzo e quartzito e no topo arenitos quartzíticos, siltitos e folhelhos. Na parte Oeste da Chapada ocorrem pequenos níveis de calcários.

GRUPO CHELA

As rochas do Grupo Chela foram inicialmente estudadas e descritas por Pereira de Sousa (1916), Bebiano (1923 e 1926), Faber (1926) e por Beetz (1933) e designadas de "Formação da Chela" por este último autor.

Mais tarde, em 1954, Mouta mudou-lhe a designação para "Séries da Chela" e correlacionou-a com a Série Xisto-calcário do antigo Sistema de Bembe (hoje Sistema do Congo Ocidental).

Entre 1968 e 1973, Vale estudou e mapeou na escala 1:100.000 as rochas deste grupo que se situam ao redor da cidade de Sá da Bandeira no Planalto de Humpata.

Correia (1973) reconheceu pela primeira vez, na região média do Grupo Chela, a existência de um espesso e persistente pacote de rochas vulcanoclásticas.

O mesmo autor em 1976 mudou o nome de "Formação da Chela" para "Grupo Chela" e descreveu de maneira brilhante uma nova estratigrafia para aquelas rochas. É pois baseado neste último trabalho que a seguir faremos a descrição sumária do Grupo Chela.

Da base para o topo distinguem-se quatro formações (Quadro III), com os seguintes nomes: Tundavala, Humpata, Bruco e Cangalongue.

A Formação Tundavala é uma unidade persistente à escala regional mas, atendendo a que se situa na base de uma sucessão de rochas escarpadas é de fraca representação cartográfica, ocorre bem exposta no Vale de Ongolo, na Estação Zootécnica da Humpata, na Mucuma, na área compreendida entre as quedas de água da Hungéria e Umbala e no Cabambo. A sua composição litológica é fundamentalmente arenítica podendo ocorrer conglomerados na base. A presença de rochas argilosas e cherts é notada como intercalações e tida como de origem piroclástica. Observa-se a presença de clastos de hematita no conglomerado basal polimítico e localmente um cimento quartzo-hematítico.

A Formação Humpata, de ocorrência generalizada ao longo de todo o Planalto da Humpata é um espesso pacote de rochas vulcanoclásticas de filiação ácida. Esta formação assenta concordantemente sobre os arenitos da Formação Tundavala e o seu limite superior, pelo menos em alguns locais, é nítido, sendo "definido por uma superfície de erosão de morfologia suave, à qual se pode associar um rudito. Neste caso, este limite corresponde a uma ligeira discordância de erosão".

Além da presença de rochas de filiação vulcanoclástica, foram reconhecidas intercalações de rochas areníticas e argilitos ligadas à alteração dos vulcanoclastitos.

Correia (1976), admite que o vulcanismo é do tipo explosivo fissural, em que os focos vulcânicos (que nunca foram localizados) possam estar dentro da própria bacia de sedimentação.

São visíveis estruturas primárias tais como estratificação gradada normal e inversa, entrecruzada planar e marcas de ondulação.

A Formação Bruco, tal como a anterior, de expressão gene-

ESTRATIGRAFIA	ESPESSURA (M)	IDADE (M.A.)	LITOLOGIA	AMBIENTE	DEPOSIÇÃO	TECTÔNICA	METAMORFISMO
FORMAÇÃO LEBÁ	700	> 1000	DOLOMITOS COM ESTROMATOLITOS, CHERTS, ARENITOS	MARINHO RARO	QUÍMICA PELÍTICA		AURENTE ?
GRUPO CHELA	FM. CANGALONGUE	C3	PELITOS VERMELHOS, ARENITOS ARCOSIANOS, PELITOS E CALCÁRIOS CINZOS	CONTINENTAL (REG. BASS)	QUÍMICA PELÍTICA	SINCRONIZADA COM ABUNDANTES ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS E MARCAS DE ONDA. CONCORDAMENTO GERAL. TECTÔNICA DE BLOCOS	ARCHAETANOFÍMIO
		C2					
		C1					
	FM. BRUCO	B3	SILTITOS, ARENITOS, RUDITOS	FLUVIAL E MARINHO RARO (PRAIA)	PELÍTICA DETRÍTICA		
		B2					
		B1					
	FM. HUMPATA	H3	VULCANOCLASTICAS ÁCIDAS, ARENITOS	MARINHO RARO	VULCÂNICA E PELÍTICA DETRÍTICA		
		H2					
		H1					
	FM. TUNDAVALA	T3	ARENITOS, CONGLOMERADOS	MARINHO RARO (TRANS-ORSEANO)	DETRÍTICA		
		T2					
		T1					
EMBASAMENTO	-	> 2000	GRANITOS, GNAISSOS	-	-	COMPLEXA	ALTO

QUADRO III - RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DA FORMAÇÃO LEBÁ E GRUPO CHELA*

* CORREIA (1976)

realizada em toda a área reconhecida como Chela, é fundamentalmente arenítica. Pode-se no entanto verificar na base, a presença de uma bancada rudítica de espessura não superior a dois metros e individualizada quer em rochas do tipo ortoconglomerado tufogênico-sedimentar polimítico quer em brecha tuffítica oligomítica. Na região média da formação ocorrem rochas essencialmente areníticas com intercalações vulcanoclásticas e conglomeráticas, aumentando o percentual em arenitos à medida que se caminha para o topo do membro B₂ da formação. É constante a presença de marcas de onda e de estratificação cruzada.

O topo da Formação Bruco, membro B₃, diferencia-se das rochas subjacentes pela presença de siltitos de cor castanha clara e pelos arenitos que possuem mais matriz que os anteriores. As estratificações cruzadas parecem indicarem uma fácies fluvial.

A Formação Cangalongue é predominantemente pelítico-carbonatada, tendo na base argilitos e calcários argilosos com piritas disseminadas sob a forma de cubos pseudomorfiçados em limonita e intercalações areníticas. Na sua região média (membro C₂) ocorrem arenitos grosseiros, arcossianos, de cor avermelhada e abundantes marcas de onda e estratificações entrecruzadas. No topo da formação, todo o conjunto é de cor vermelha e formado por siltitos e argilitos com intercalações de arenito e estruturas do tipo *flaser* e microestratificação gradada.

Todas estas rochas do Grupo Chela se encontram recortadas por abundantes diques e soleiras doleríticas, as quais parecem deixar de ocorrer no contato com a Formação Leba sobrejacente.

ROCHAS DA NAMÍBIA

Infelizmente, por falta de bibliografia adequada e porque os trabalhos de campo ainda não o permitiram, as rochas da Namíbia terão que ter uma descrição mais sumária que as demais envolvidas neste trabalho.

Correlacionáveis com a Cordilheira do Espinheiro e com o Grupo Chela, ocorrem naquela região da África, dois con-

ESTRATIGRAFIA	ESPESSURA (M)	IDADE (MA)	LITOLOGIA	AMBIENTE	DEPOSIÇÃO	TECTÔNICA	METAMORFISMO
FM. NOSIB	MUITO VARIÁVEL (MÁXIMO DE 8000)	1000	ANFIBOLITOS, FILITOS, GRAUVACAS, GRIT, CONGLOMERADOS	CONTINENTAL A MARINHO RASO	POLÍTICA A DISTRÉTICA	VARIÁVEL DE CONDIÇÃO DE PLATAFORMA A OROGENAL	XISTO VERDE A ANFIBOLITO
NORTE	MUITO VARIÁVEL (MÁXIMO DE 5000)	1700	LEITOS DE CARBONATOS, QUARTZITOS, BRECHAS, CONGLOMERADOS	MARINHO RASO (PRAIA)	DETRÍTICA	DEBENTROS SUAVES, MARGEM DE OCEANO, ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA E FENDAS DE DISCORDAÇÃO	XISTO VERDE
DESTRÉ			QUARTZO PÓRFIRO, DIOLITO, QUARTZITO, BRECHAS	MARINHO RASO A CONTINENTAL	VULCÂNICA A DISTRÉTICA		

QUADRO IX - RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS DA NAMÍBIA.*

*MARTIN (1965)

juntos de rochas. Uma chamada de Formação Khoabendus a norte e Sistema de Dordabis na região central do país e outra chamada de Formação Nosib. (Quadro IV).

As descrições aqui indicadas foram extraídas principalmente de Martin (1965).

Formação Nosib

Inicialmente a Formação Nosib estava ligada geneticamente ao Sistema Damara. Estudos posteriores mostraram uma discordância do tipo angular entre os dois conjuntos e hoje são tidos como entidades sobrepostas mas discordantes.

A sua região de ocorrência estende-se desde o Kaokoveld ao Norte, às montanhas de OTAVI a NE e atinge, ao Sul, a região de Windhoek. A sua espessura máxima é da ordem de 5.000 metros, no entanto, como todo o conjunto está fortemente dobrado, é possível que algumas repetições ocorram e assim esta característica tectônica fará diminuir aquela espessura.

Litologicamente, na sua região basal ocorre um nível de quartzitos e conglomerados os quais derivam superiormente para *grits*, grauvacas com finos leitos de filitos a oeste e, por vezes, intercalações de anfibolitos derivados de lavas máficas. Mais para o topo, ocorrem intercalações de espessuras variadas de quartzitos e filitos. A sedimentação deste conjunto de rochas deu-se em ambiente continental ou marinho bastante raso.

O seu grau metamórfico varia de Norte para Sul e Este para Oeste, de Xisto Verde a anfibolito sendo as atividades geossinclinais do Sistema Damara as responsáveis por esta variação.

Tectonicamente, as condições são igualmente variáveis uma vez que, parte da região foi afetada pelo geossinclíneo Damara e outra parte repousa diretamente em regiões plataformais de idade Eburneana.

Formação Khoabendus

Esta formação foi inicialmente descrita por Stahl (1926, 1940) e está situada na região sul do Kaokoveld, perto das nascentes de Khoabendus. Repousa diretamente sobre rochas cristalinas mais antigas, de idade superior a 1.700 milhões de anos.

Na sua porção basal ocorrem conglomerados e/ou brechas com clastos de quartzito e de rochas regionais do embasamento. Recobrimo estes ruditos aparecem quartzitos brancos bastante puros. Os quartzitos são capeados por pórfiros feldspáticos, podendo em alguns locais, ficarem assentes diretamente no embasamento granítico.

A estratigrafia da Formação Khoabendus ainda não foi detalhada, podendo ocorrer pórfiros e tufo félsicos em diferentes níveis. Igualmente nota-se a presença de lentes de hematita na sua região basal. Por vezes, recobrimo os quartzitos, ocorrem ardósias filíticas de cor esverdeada e raramente alguns leitos lenticulares de dolomito.

Toda a formação foi dobrada e falhada com eixos na direção NE, antes da deposição dos sedimentos da Formação Nosib.

Para Martin (1965) a Formação Khoabendus pode ser correlacionável com as duas formações superiores do Sistema de Dordabis chamadas de Skumok e Doornpoort.

Sistema de Dordabis

A região de Dordabis foi inicialmente descrita por Gevers (1934) o qual deu o nome ao sistema. Mas tarde, Schalk (1960) retrabalhando a região, dividiu-a em três formações: Opdam, Skumok e Doornpoort, das quais, só as duas últimas são correlacionáveis com as outras rochas aqui descritas.

A Formação Skumok ocorre na região de Rehoboth e está separada da Formação de Opdam por uma forte discordância. Na base ocorre uma brecha de origem sedimentar com clastos de lava máfica, quartzitos e diabásios. A maior parte do resto da formação é constituída por derrames de lava, na sua maioria riolítica e felsítica contendo ignimbritos e quartzitos por vezes brechados. Nas lavas ocorrem espessos *sill* de quartzopórfiros.

A Formação Doornpoort ocorre nas imediações da Província de Windhoek e está separada da anterior por uma forte discordância. Na base ocorre um conglomerado de clastos bem rolados o qual tem aspecto lenticular e pode desaparecer em alguns locais. Este conglomerado está sempre recoberto por quartzitos bem estratificados de cor vermelha, os quais na sua porção basal, contém intercalações de ardósias. No topo da formação podem ocorrer localmente lentes de arenito calcífero e calcário impuro, capeados por um espesso pacote conglomerático de bolas de argila.

POSSÍVEIS CORRELAÇÕES

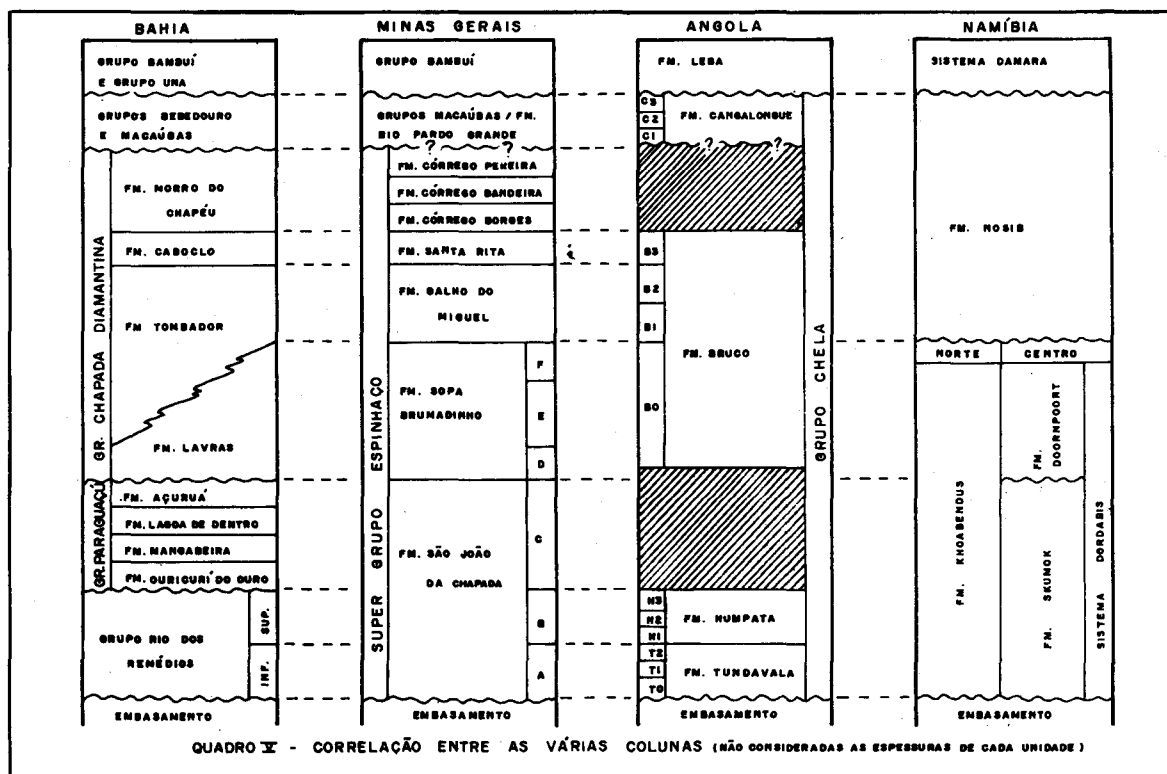
GEOGRÁFICAS

Pela simples observação do mapa da figura 1, pode-se verificar que, num esquema de posicionamento pré-gondwânico, as duas faixas de rochas se encaixam perfeitamente, sendo a faixa africana o prolongamento natural, para Sul, da faixa brasileira.

No Brasil, a faixa do Espinhaço apresenta-se sob forma de um grande S, com mais de 1.000 quilômetros de extensão e direção grosseiramente N-S. A sua ocorrência está limitada pelos paralelos 9° e 21° Sul e pelos meridianos 40° e 45° Oeste ocupando parte dos Estados de Minas Gerais e Bahia.

Em África, a faixa Chela/Namíbia tem direção geral NW-SE e estende-se, de maneira irregular (e descontínua) por mais de 1.200 quilômetros. Está limitada pelos paralelos 14° e 26° Sul e pelos meridianos 13° e 18° Este.

Na reconstrução paleogeográfica existem cerca de 500 quilômetros de distância entre os extremos meridional da



QUADRO I - CORRELAÇÃO ENTRE AS VÁRIAS COLUNAS (NÃO CONSIDERADAS AS ESPESURAS DE CADA UNIDADE)

faixa brasileira e setentrional da faixa africana. Esta lacuna é perfeitamente explicável pelo arqueamento e erosão a que as duas margens continentais foram submetidas durante os estágios iniciais da separação mesozóica dos continentes e pelo retrabalhamento dos geossinclinais do proterozóico superior.

Se admitirmos que, no passado, o sistema tivesse sido contínuo, o seu comprimento total seria superior a 3.000 quilômetros, uma vez que ambos os extremos se encontram mascarados, o extremo Norte regenerado e truncado pela orogénia brasileira e o extremo Sul recoberto por sedimentos fanerozóicos.

LITOLÓGICAS E ESTRATIGRÁFICAS

Apesar do excelente ajuste geográfico, foi através das semelhanças litológicas que surgiu a idéia da tentativa de correlação entre as duas faixas sedimentares. Com efeito, para quem conhece as duas regiões, é notória a grande similaridade litológica e geomorfológica (Quadro V).

A comparação entre as porções basais das duas colunas é indiscutível, apesar das diferenças de grau metamórfico e posicionamento geotectônico. Enquanto a faixa Espinhaço se apresenta na facies xisto-verde e limitada por regiões cratônicas em ambos os lados, a faixa Chela/Namíbia evidencia grau de metamorfismo mais fraco (anquimetamorfismo) e apenas (?) um craton no seu lado Este.

Ambas as seqüências se iniciam por um conglomerado polimítico de espessura reduzida (15–20 metros), onde é notória a presença de clastos laminados de hematita ou quartzito ferruginoso e continuam-se por bancadas arenítico/quartzíticas. Assim, o nível A da Formação São João da Chapada poderá ser correlacionável com a parte basal do Grupo Rio dos Remédios e com a Formação Tundavala do Grupo Chela.

A presença no Espinhaço Mineiro, de um nível de filito hematítico, (nível B da Formação São João da Chapada), tido indubitavelmente como sendo de origem vulcânica (Renger, 1970; Hoppe, 1978) e sotoposto às primeiras bancadas de quartzitos, é um marco considerado como camada guia para a estratigrafia regional (Schöll, 1979). Este nível, que na região de Diamantina ocorre com espessuras não ultrapassando os 20 metros, torna-se mais possante para Sul e para Norte, passando lateralmente aos vulcanitos ácidos e às rochas vulcanoclásticas de filiação ácida dos Grupos Rio dos Remédios e Chela.

O topo da Formação São João da Chapada (Nível C), formado essencialmente por quartzitos com níveis de filitos e microconglomerados não tem equivalente no Grupo Chela de Angola; tal fato não é de estranhar pois Correia (1976), ao referir-se à passagens da Formação Humpata para a Formação Bruco, diz: "Todavia, em alguns locais, o limite superior é definido por uma superfície de erosão de morfologia suave, à qual se pode associar um rudito. Neste caso, este limite corresponde a uma ligeira discordância de erosão". No Espinhaço da Bahia, o Grupo Paraguaçu poderá representar este nível C, embora se apresente bastante mais evoluído.

A transição entre as Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho na região de Diamantina é marcada pelo aparecimento, nesta última, de vários níveis conglomeráticos, provavelmente decorrente de emergões periódicas da bacia sedimentar. A mesma situação é observada nas demais regiões enfocadas.

A correlação da base da Formação Sopa Brumadinho (quartzitos, conglomerados polimíticos e subordinamente filitos) com a Formação Lavras do Grupo Chapada Diamantina, parece não apresentar grandes problemas; no entanto no Grupo Chela não ocorrem conglomerados com as mesmas

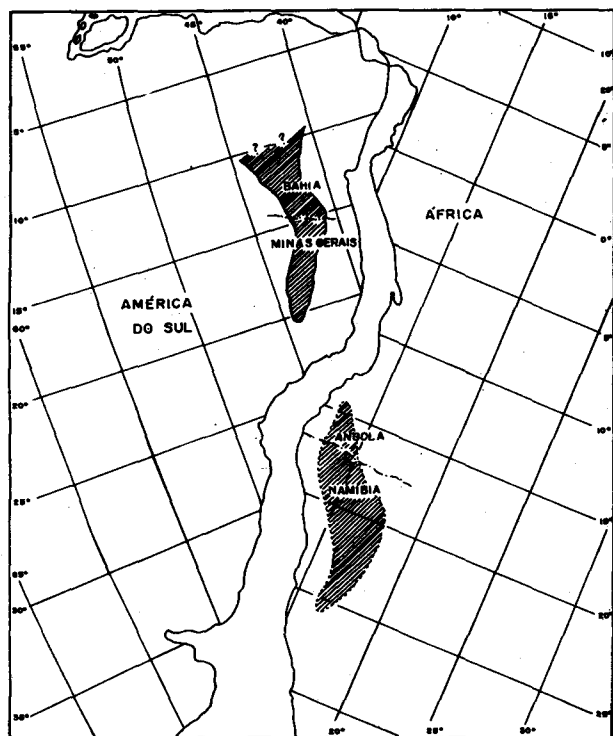


Figura 1 - LOCALIZAÇÃO DAS BACIAS DESCRITAS NO TEXTO. NO BRASIL OS AFLORAMENTOS SÃO CONTÍNUOS E NA ÁFRICA SÃO MANCHAS DISPERSAS EM TODA A REGIÃO INDICADA. (POSIÇÃO DOS CONTINENTES SE- GUNDO A RECONSTRUÇÃO DE SULLARD, ET AL., 1966.)

características. Contudo, conforme já ressaltado anteriormente, durante períodos erosivos é possível que este nível tenha sido parcialmente destruído e esteja hoje representado exclusivamente pelo Membro rudítico do Bipope (Bo).

O nível F é pouco expressivo nos arredores de Diamantina e não possui continuidade lateral para Norte ou para Sul. Trata-se certamente de um nível lenticular de espessura reduzida e condicionado a um ambiente deposicional de características locais, daí não estar representado no Espinhaço Baiano ou no Grupo Chela em Angola.

A Formação Galho do Miguel tem a sua correlata perfeita no Espinhaço Baiano através da Formação Tombador. Na África, por razões geotectônicas descritas mais adiante, é bastante menos espessa, mas pode ser correlacionada com segurança à Formação Bruco especialmente com os Membros B1 e B2.

Assentando sobre a Formação Galho do Miguel, ocorre a Formação Santa Rita, constituída essencialmente por filitos, metassiltitos e quartzitos. Em Angola, o Membro B3 da Formação Bruco parece ser o seu correlato, embora a razão grosseiros/finos seja maior do que em Minas Gerais. Na Bahia, o seu representante é a Formação Caboclo do Grupo Chapada Diamantina. Observa-se aqui um fenômeno inverso ao anteriormente descrito, pois a razão grosseiros/finos é bastante menor, indicando-nos uma diminuição geral, e talvez gradual, de granulometria, de Sul para Norte.

Na região do Espinhaço Mineiro assenta-se sobre a Formação Santa Rita um conjunto litológico individualizado em três formações: Córregos dos Borges, Bandeira e Pereira as quais, no conjunto, representam uma sedimentação de águas

bastante rasas com sucessivas alternâncias de quartzitos e filitos. No Espinhaço Baiano, a associação destas três unidades é representada exclusivamente por um espesso pacote de rochas arenítico/quartzíticas denominado Formação Morro do Chapéu. Em Angola, ou não se depositou o seu correspondente ou este foi totalmente erodido.

Correia (1976) admite uma passagem gradual entre as Formações Bruco e Cangalongue, pelo fato da existência na porção basal da Formação Cangalongue de “finas mas freqüentes intercalações gresosas”. Este fato não é anormal para aqueles que conhecem, na região de Diamantina, a Formação Rio Pardo Grande, a qual para nós, pode ser correlacionável às rochas do Grupo Macaúbas, e que, no entanto, apresenta contatos aparentemente gradacionais com a Formação Córrego Pereira nas imediações da localidade de Conselheiro Mata, no bordo oeste da Serra do Espinhaço. Pouco se sabe a respeito dos tipos de contato mais a norte, em direção à Serra Mineira, mas Pflug (1968) menciona a existência de uma ligeira discordância entre uma e outra unidade naquela região. Além disso, tanto a parte basal do Macaúbas quanto a Formação Rio Pardo Grande possuem lentes de dolomitos, os quais, por sua vez, exibem grande quantidade de laminações argilosas irregulares, interpretadas por Scholl & Fogaça (1979 a) como restos de esteiras algais. Nos dolomitos Macaúbas além disso, foi assinalado por aqueles autores a ocorrência de estromafólitos dos gêneros Conophyton e Jacutophyton, cujas idades se situam entre 0,95 – 1,3 b.a. Realmente, não há ainda dados comprobatórios de que a Formação Rio Pardo Grande seja correlacionável lateralmente com as seqüências basais do Grupo Macaúbas, contudo, tanto pelos tipos similares de litologia, quanto pelo ambiente de deposição e fenô-

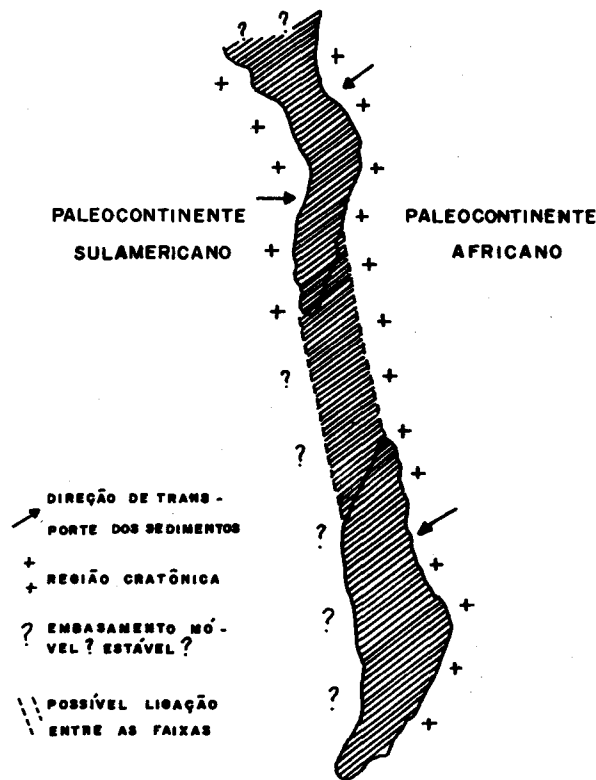


Figura 2 - RECONSTRUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DAS FAIXAS CONSIDERADAS NO TEXTO.

menos posteriores de enriquecimento supergênico originados das concentrações ferro-manganesíferas em ambas as unidades, acreditamos que a Formação Rio Pardo Grande deva ser excluída do Supergrupo Espinhaço e englobada no Grupo Macaúbas.

Em Angola, a Formação Cangalongue, pelas suas semelhanças litológicas e por apresentar cor vermelha, mostrando assim provavelmente (mas não obrigatoriamente) uma origem continental, deverá ser a sua correlata. De fato, a correlação entre as Formações Cangalongue e Rio Pardo Grande se torna mais estreita, quando se constata, em ambas (a) a ocorrência de lentes de rochas carbonatadas intercaladas nos sedimentos pelíticos; (b) espessura oscilando ao redor de 70–100 metros; (c) estruturas sedimentares como microestratificações cruzadas, marcas de onda e laminações tipo *flaser*; (d) concreções lateríticas nas extensas superfícies de aplainamento desenvolvidas sobre suas litologias.

Discordantemente sobre todas estas rochas, nas três regiões indicadas, temos a presença sistemática de rochas carbonatadas indiscutivelmente pertencentes ao Grupo Bambuí no Brasil e à Formação Leba em Angola. As características litológicas, estruturais e paleontológicas mostram a perfeita correlação entre estas rochas nos dois continentes.

IDADE

Embora a idade destas rochas ainda seja um problema bastante controverso quer no Brasil quer na África, já existem datações suficientes para podermos enquadrá-las dentro de dois limites relativamente bem definidos.

Com os dados atuais, ainda não é possível datar-se as várias fases evolutivas do desenvolvimento da Cordilheira do Espinhaço e da Serra da Chela, no entanto, o seu posicionamento é indiscutivelmente do Neoproterozóico. Zircões dos metariólitos de Conceição do Mato Dentro, em Minas Gerais, datados pelo método Rb/Sr deram idades de 1,7 a 1,8 bilhões de anos. Estes metariólitos são cronocorrelatos (Cordani e Brito Neves, in "Inda e Barbosa", 1978) com o Grupo Rio dos Remédios no Espinhaço Baiano.

A idade de 1,7/1,8 bilhões de anos representa pois o início da atividade do Ciclo Espinhaço e confunde-se com os processos terminais do Ciclo Transamazônico. O seu início não pode ser perfeitamente individualizado, sabe-se no entanto, que é coberto pelos metassedimentos do Grupo Bambuí, de idade mínima da ordem dos 1.000 milhões de anos. Uma datação em siltitos argilosos da Formação Caboclo forneceu idade isocrônica Rb/Sr de 1.290 milhões de anos com razão inicial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$ de 0,736, razão esta que indica perfeitamente uma deposição mais antiga para este tipo de rocha.

Em Angola, o problema é igualmente controverso. Carvalho (1969, 1972) admite uma idade mínima de 777 ± 50 milhões de anos para o Grupo Chela. Torquato e Amaral (1973) reatualizando os mesmos dados de Carvalho (op. cit.) calculam que a sua idade mínima é de 800 ± 13 milhões de anos uma vez que esta é a idade dos noritos intrusivos nos metassedimentos. Torquato (1974) datou o filão de Vila Arriaga, espesso dique de norito que atravessa verticalmente todas as formações do Grupo Chela, e obteve, através do método K/Ar em plagioclásio, uma idade de 1481 ± 39 milhões de anos.

Correia (1976) indica que estão sendo realizadas datações em rochas vulcanoclásticas ácidas da Formação Humpata e as idades são da ordem dos 1.000 milhões de anos. Esta idade não nos parece válida devido à presença de vicro vulcânico

nessa formação, conforme é indicado pelo próprio Correia (op. cit.), associado ao fato de que rochas vulcanoclásticas estarem sempre sujeitas a fenômenos de homogenização isotópica tardia durante os processos de diagênese e anquimetamorfismo regional; deve assim representar uma idade mínima.

Concluindo, podemos admitir para o Brasil as idades de 1,7/1,8 milhões de anos para o início da implantação das rochas riolíticas e 1.200 ± 100 milhões de anos para os processos terminais da evolução do Espinhaço. Em Angola, sabe-se que o Grupo Chela é anterior às rochas da Formação Leba, as quais sendo correlacionáveis com as do Grupo Bambuí, devem ter cerca de 1.000 milhões de anos. A idade máxima admitida para o Grupo Chela é de 2.000 milhões de anos uma vez que o seu embasamento cristalino apresentou idades daquela ordem de grandeza (Silva et al, 1973; Torquato, 1974, 1977; Torquato e Tomás Oliveira, 1977 e Torquato et al, 1978).

GEOTECTÔNICA

A implantação e evolução tectônica da faixa de rochas aqui correlacionadas é ainda bastante obscura e controversa.

Na faixa mineira, a evolução tectônica do Supergrupo Espinhaço vem sendo sistematicamente enquadrada dentro do esquema geossinclinal alpino por Pflug e colaboradores em diversos trabalhos (e.g. Pflug, 1965; Pflug, Schobbenhaus & Renger, 1969; Pflug & Renger, 1973). As espessas seqüências onde predominam os quartzitos e os conglomerados diamantíferos, denominada Fácies Diamantina, constituiria o miogeossinclinal, estando o eugeossinclinal mais a Este e sendo caracterizado pelas litologias da Fácies Guanhões, a qual congrega filitos, quartzitos, xistos, gnaisses e rochas básico-ultrabásicas. Datações radiométricas recentes, contudo, evidenciam idades similares às dos gnaisses e granitos do complexo de Gouveia (embasamento), situando-se ao redor de 2,8 bilhões de anos (Brito Neves et al, 1978). Por outro lado, os vulcanitos sinsedimentares que se situam na base do Supergrupo Espinhaço (e.g. filitos hematíticos da Formação São João da Chapada) e as rochas básico-ultrabásicas foram tidas, por aqueles autores, como manifestações precoces de um magmatismo geossinclinal no sentido de Stille.

Dessa forma concluímos ser inaceitável o esquema evolutivo proposto até o presente. A individualização da faixa de quartzitos, filitos e conglomerados na Serra do Espinhaço como uma entidade litológica e geotectônica única, nos permite situar sua evolução, iniciada à cerca de 1,7 – 1,8 bilhões de anos, num ambiente de bacia intracontinental. A instabilidade crustal inicial e um paleo-relevo dominado por altos e baixos estruturais foram responsáveis pelas repetidas mudanças laterais e verticais de fácies verificadas na base do pacote e pela deposição concomitante de rochas magmáticas vulcânicas. Nos estágios finais, ou após o término da deposição da pilha sedimentar, movimentos compressivos e verticais nos domínios da bacia intracratônica foram responsáveis pelos dobramentos holomórficos amplos e suaves dirigidos para Oeste, pelo metamorfismo de baixo grau e pelos freqüentes falhamentos inversos que aí se verificam. Esta fase, que pode ter se estendido até cerca de 1,3 – 1,1 bilhões de anos, resultou para o Supergrupo Espinhaço num arcabouço geotectônico similar ao do tipo *block faulting*.

Na faixa baiana tem havido grandes discussões sobre a tectônica geradora das suas estruturas, mas, do conjunto geral evidenciam-se dois trabalhos.

Jardim de Sá et al. (1976) admitem que o Espinhaço Baiano desenvolveu-se através de um jogo de grandes falhas, o qual teria criado uma estrutura do tipo *block faulting* que permitiu intensa atividade vulcânica seguida de sedimentação em ambiente continental ou de águas rasas (praias) durante o intervalo 1,3 a 1,4 bilhões de anos. Posteriormente um grande dobramento no bloco intermediário comprimiu e deformou todas as estruturas anteriores.

O outro esquema é de Moutinho da Costa e Inada (1978), os quais admitem que a faixa baiana do Espinhaço é formada por uma estrutura do tipo aulacógeno com desenvolvimento inicial há mais de 1,7 bilhões de anos através de fases alternadas de levantamentos e subsidências acompanhadas por deformações e metamorfismo dinâmico.

Entre 1,7 e 1,4 bilhões de anos deu-se a deposição dentro do aulacógeno do Grupo Rio dos Remédios, seguida de elevação parcial do bloco central e acompanhada de deformação, metamorfismo e erosão.

No período compreendido entre 1,4 – 1,2 bilhões de anos deu-se a deposição do restante das rochas do Espinhaço, com deformação e metamorfismo, intrusões básicas e expansão para Oeste. A intensidade de deformação aumenta de Este para Oeste.

O final da deformação e metamorfismo das rochas do Espinhaço processou-se entre 1,2 – 1,0 bilhões de anos com a presença de dobramentos verticais e revirados para os lados dentro do corpo principal do aulacógeno; e existência de dobras suaves e bastante abertas, de baixa amplitude.

Em Angola, o desenvolvimento do Grupo Chela tem sido igualmente objeto de fortes divergências.

A deposição das rochas num ambiente de “fossa aberta no bloco continental” tem sido defendida por Vale (1968, 1971, 1973). A origem desta fossa teria sido o resultado de fortes movimentos epirogênicos ocorridos durante a fase final do plutonismo básico que, para aquele autor, afetou Angola durante o Precambriano terminal (Vale admite para o Grupo Chela uma idade Cambriana/Siluriana).

Mais recentemente, Correia (1976) estudou e redefiniu as rochas da Serra da Chela e explicou a sua formação através de uma bacia marginal ao Craton do Congo, em ambiente tectônico bastante estável (fácies de plataforma) associada intimamente a um desenvolvimento geossinclinal ativo do Pré-cambriano Superior ao Terminal.

Para nós, através do conhecimento global da faixa metassedimentar nos dois continentes, achamos que a sua implantação deu-se num regime de bacia intracratônica (Craton do Congo/Kasai em África e Craton de São Francisco no Brasil).

A presença de uma faixa alongada de baixo grau de metamorfismo e sem plutonismo, com mais de 3.000 quilômetros de extensão, ladeada por dois cratons (figura 2) impede-nos de admitir, como Pflug (1965) e Correia (1976), o seu desenvolvimento através de um geossinclíneo no sentido clássico.

Discordamos das idéias de Correia (1976) quanto ao geossinclíneo Chela/Damara, visto que são duas entidades diferentes em idade. Enquanto o primeiro se desenvolveu no período compreendido entre 1.800 – 1.000 milhões de anos o segundo teve a sua sedimentação, metamorfismo e tectonismo entre 1.000 – 450 milhões de anos (Torquato, 1974). Não podemos, entretanto, deixar de elogiar e aplaudir a maneira meticulosa, fiel e crítica com que aquele autor descreve a região da mancha da Humpata.

Discordamos igualmente das idéias de Pflug (1965), uma

vez que as fácies geossinclinais apresentadas por aquele autor não correspondem a seqüências sincrônicas. Assim, a Fácies Diamantina talvez (?) possa ser correlacionável com a Fácies Itabira, embora ainda haja alguma dúvida por causa da presença de clástos de itabirito dobrados nos níveis inferiores do Supergrupo Espinhaço. No entanto, a fácies eugeossinclinal de Pflug, Fácies Guanhães, não pode ser correlacionada com as rochas do Espinhaço, pois a sua idade é de cerca de 2,8 bilhões de anos e as suas litologias (xistos, granitos, gnaisses) completamente incompatíveis com uma seqüência como a do Espinhaço.

É possível na opinião dos presentes autores, estabelecer um esquema evolutivo atual para uma bacia como a Espinhaço/Namíbia, baseando-se em modelos da Tectônica de Placas, como um geossinclinal do tipo Mediterrâneo.

O desenvolvimento de uma bacia como a do Espinhaço/Namíbia pode ser comparado, com algumas pequenas modificações decorrentes do tipo diferente de geossinclinal com aquele que Asmus (1975) e Asmus & Ferrari (1978) propuseram para a evolução mesozóica das bacias da margem continental brasileira.

Assim, um estágio do tipo *pré-rift* seria caracterizado por um soerguimento crustal com implantação de bacias periféricas intracratônicas e sedimentação continental ou de águas muito rasas. Este estágio seria o responsável pela deposição dos sedimentos arenítico/quartzíticos do nível A da Formação São João da Chapada e seus correlatos laterais.

Com o aparecimento do estágio *rift*, falhas profundas propiciaram a extrusão de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, características do nível B da Formação São João da Chapada e seus correlatos. A maior ou menor espessura e o tipo variado de rochas encontradas, podem ser devido exclusivamente à maior ou menor distância aos focos vulcânicos.

A inexistência de uma fase do tipo “proto-oceano”, caracterizada por depósitos evaporíticos, pode ser explicada ou pela ausência de águas salgadas na região, uma vez que estamos admitindo uma bacia semelhante ao Mediterrâneo e não ao Atlântico, sendo possível pensarmos inicialmente na presença de águas doces confinadas à “calha geossinclinal” sem qualquer comunicação com os oceanos vizinhos ou, a presença de águas salgadas mas em condições ambientais não propícias à sedimentação salina como ocorreu e ocorre atualmente em vários locais do globo.

Depois do estágio *rift*, ocorreu um entulhamento parcial da bacia de deposição, perfeitamente evidenciado pelos níveis C, D, E e F das Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho e suas correlatas. É possível que movimentos epirogênicos positivos nas regiões cratônicas adjacentes tenham sido os responsáveis por tal sedimentação. Aliás a presença de diamantes (e portanto de rochas quimberlíticas) mostra um período de reativação cratônica onde são comuns esses tipos de movimentos.

Segue-se o estágio “de mar aberto” dominado por movimentos verticais opostos (epirogênicos positivos e negativos) com uma sedimentação marinha de plataforma rasa e costeira. Mais uma vez não são encontrados os sedimentos típicos de um geossinclinal do tipo Atlântico, o qual é caracterizado por um ambiente marinho franco. Aqui, exclusivamente por causa do tipo de bacia confinada entre dois cratons, nunca se processou um ambiente de tal tipo. A este estágio podemos admitir que pertencem as restantes formações do Supergrupo Espinhaço e suas correlatas. As constantes alter-

nâncias de sedimentos finos e médios são prova evidente dos movimentos verticais opostos, obrigando a mudanças permanentes na espessura do lençol de água.

Verifica-se assim que o modelo evolutivo, proposto por Asmus (1975) e Asmus & Ferrari (1978) para o desenvolvimento de um geossinclinal do tipo Atlântico, pode ser adaptado com pequenas alterações para descrever um geossinclinal do tipo Mediterrânico, o qual, em nossa opinião, se adapta perfeitamente às características da faixa Espinhaço/Namíbia.

CORRELAÇÃO DAS ROCHAS DA CORDILHEIRA DO ESPINHAÇO E DO GRUPO DA CHELA COM AS ROCHAS DA NAMÍBIA

A descrição correlativa destas rochas foi feita separadamente uma vez que na Namíbia, na região considerada, não existe estratigrafia detalhada, tornando assim impossível uma comparação entre as várias formações como a apresentada anteriormente.

Até ao presente, pelo menos três autores dedicaram-se ao problema da correlação dos Grupos Chela com as rochas da Namíbia, Carvalho (1969 e 1972), Torquato (1974 e 1974) e Correia (1976) e todos chegaram à idéia da sua correlação com a Formação Nosib. As idéias de Carvalho e Torquato foram estabelecidas de acordo com o conhecimento da coluna geológica da Serra da Chela, a qual naquela altura não incluía o importante nível de rochas vulcanoclásticas da Formação Humpata.

Hoje, depois dos trabalhos pormenorizados de estratigrafia levados a cabo na Serra da Chela por Correia (1976), parece-nos que será necessário ampliar as rochas correlacionáveis juntando-lhes as da Formação Khoabendus da região da Namíbia. Estas, por sua vez, são correlacionáveis (Martin, 1965) com as do Sistema Dordabis da região central daquele país.

A Formação Skumok do Sistema Dordabis e a base da Formação Khoabendus, de caráter eminentemente vulcânico/detrítico, (com hematita na sua região basal), poderão ser os correspondentes laterais das Formações Tundavala e Humpata em Angola, da Formação São João da Chapada do Espinhaço Mineiro e dos Grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu do Espinhaço Baiano.

A Formação Doornpoort do Sistema Dordabis e o topo da Formação Khoabendus com predominância de conglomerados, rochas fílitosas e quartzitos, poderá ter como seu equivalente em Angola, o membro B₀ de Formação Bruco e as Formações Sopa Brumadinho e Lavras, respectivamente no Espinhaço Mineiro e Baiano.

A Formação Nosib, de origem clástica fina a média, com alguns níveis mais grosseiros do tipo conglomerático, poderá ser equivalente a uma grande porção de todas as outras colunas geológicas indicadas. Assim, em Angola, pensamos ser possível que todas as rochas da Formação Bruco (constituídas pelos membros B₁, B₂ e B₃) e da Formação Cangalongue possam ser com ela correlacionadas. No Brasil, a sua correlação é perfeitamente aceitável com as Formações Galho do Miguel, Santa Rita, Córregos dos Borges, Bandeira e Pereira e ainda com a Formação Rio Pardo Grande do Espinhaço Mineiro. O Grupo Chapada Diamantina (excluindo a Formação Lavras) deverá ser o seu correspondente no Espinhaço Baiano.

OUTROS DADOS PARA CORRELAÇÕES

Diamantes

É do conhecimento geral a presença de diamantes na Formação Sopa Brumadinho no Espinhaço Mineiro e na Formação Lavras do Espinhaço Baiano.

Em Angola, sabe-se da existência de depósitos diamantíferos quaternários na região da foz do Rio Cunene, na fronteira entre Angola e Namíbia. Estes diamantes são tidos como de transporte fluvial do Rio Cunene, o qual nasce na região centro-sul de Angola, área onde são conhecidos alguns quimberlitos.

Podemos no entanto colocar a seguinte hipótese de trabalho: se em Angola a implantação dos quimberlitos não for toda do mesmo período (Cretáceo), é possível que o fenómeno responsável pela deposição dos diamantes nos conglomerados do Espinhaço tenha igualmente atuado ou mineralizado os conglomerados que ocorrem no Grupo Chela, na região do Rio Cunene, e que estes também sejam diamantíferos; assim, quando da erosão fluvial desses conglomerados, os diamantes teriam sido transportados e acumulados nos terraços fluviais existentes a jusante daquelas rochas.

Ferro

Um dos problemas que ainda está em aberto é a correlação das rochas do Quadrilátero Ferrífero com a faixa Este-Norte dos quartzitos do Espinhaço. Não há dúvidas que os itabiritos que ocorrem a norte de Conceição do Mato Dentro se prolongam para o interior da faixa típica do Espinhaço através de um seguimento contínuo de leitos de ferro (itabiritos) e de brechas de transposição; no entanto, conforme proposto por diversos pesquisadores que conhecem a área (e.g. F.F.M. Almeida, com. oral), e tendo em vista a ausência de ligações físicas entre esses itabiritos e os do Quadrilátero Ferrífero, admitimos a hipótese de que estes sejam mais antigos que os do Espinhaço.

Na África, na mesma posição geográfica em relação às rochas do Grupo Chela ocorrem os maiores depósitos ferríferos de Angola, na região de Cassinga. Ali, no entanto a sua idade é indiscutivelmente anterior ao Grupo Chela e provavelmente pertence ao Ciclo Eburneano, o qual é o correspondente africano do Ciclo Transamazônico. Além do seu posicionamento geográfico/tectónico, é prova evidente da sua idade mais antiga, a presença de clastos de hematita dobrada nos conglomerados basais (To) da Formação Tundavala.

Assim, no conjunto das duas observações, é possível continuar a admitir que os itabiritos do Quadrilátero Ferrífero sejam mais antigos que os da região de Conceição do Mato Dentro, representando estes ou um retrabalhamento dos primeiros ou uma nova fase de deposição ferrífera.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Do exposto anteriormente, algumas considerações podem ser tomadas à guisa de conclusões.

Um trabalho deste tipo não tem pretensões de ser definitivo, uma vez que as divergências de idéias, de escolas e até mesmo de simples interpretações, impedem um consenso comum e assim, sempre existirão controvérsias sobre o que é correlacionável com o quê.

Parece-nos, no entanto, ser possível a ligação entre o conjunto de rochas que formam o Espinhaço Mineiro (com exclusão do Quadrilátero Ferrífero que ainda é duvidoso) com as

do Espinhaço Baiano. É evidente que a simples posição geotectônica que estas rochas ocuparam durante os estágios iniciais da sua deposição, pode ser responsável pelas pequenas diferenças litológicas e estruturais encontradas ao longo das duas colunas geológicas, as litologias da Bahia, em regime de deposição sobre uma região intercratônica, estável provavelmente desde o Pré-cambriano Médio, as outras (em Minas Gerais) depositadas numa área sujeita a constantes movimentos tectônicos, reativada durante o Ciclo Brasileiro e somente consolidada no Pré-cambriano Superior.

A ligação deste conjunto como um todo, com as rochas de Angola e da Namíbia poderá igualmente ser questionada, uma vez que existem pelo menos quinhentos quilômetros entre os dois extremos mais próximos, no entanto, as semelhanças litológicas, geocronológicas e o seu posicionamento geográfico são um forte argumento para a tentativa de correlação.

Finalmente, queremos alertar para o fato de que o extremo norte da faixa baiana ser truncado abruptamente pelos efeitos do Ciclo Brasileiro (Faixa Riacho do Pontal) numa região em que a faixa apresenta cerca de trezentos quilômetros de largura. Assim, é possível que grande parte das rochas de alto grau metamórfico e com intercalações de quartzitos que ocorrem no Nordeste brasileiro, a este da Bacia do Parnaíba, não sejam mais do que resquícios do Espinhaço afetados pelos dobramentos, metamorfismo e granitização do Ciclo Brasileiro.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Do exposto anteriormente, algumas considerações podem ser tomadas à guisa de conclusões.

Um trabalho deste tipo não tem pretensões de ser definitivo, uma vez que as divergências de idéias, de escolas e até mesmo de simples interpretação, impedem um consenso comum e assim, sempre existirão controvérsias sobre o que é correlacionável com o quê.

Parece-nos, no entanto, ser possível a ligação entre o conjunto de rochas que formam o Espinhaço Mineiro (com exclusão do Quadrilátero Ferrífero que ainda é duvidoso) com as do Espinhaço Baiano. É evidente que a simples posição geotectônica que estas rochas ocuparam durante os estágios iniciais da sua deposição, pode ser responsável pelas pequenas diferenças litológicas e estruturais encontradas ao longo das duas colunas geológicas, as litologias da Bahia, em regime de deposição sobre uma região intercratônica, estável provavelmente desde o Pré-cambriano Médio, as outras (em Minas Gerais) depositadas numa área sujeita a constantes movimentos tectônicos, reativada durante o Ciclo Brasileiro e somente consolidada no Pré-cambriano Superior.

A ligação deste conjunto como um todo, com as rochas de Angola e da Namíbia poderá igualmente ser questionada, uma vez que existem pelo menos quinhentos quilômetros entre os dois extremos mais próximos, no entanto, as semelhanças litológicas, geocronológicas e o seu posicionamento geográfico são um forte argumento para a tentativa de correlação.

Finalmente, queremos alertar para o fato de que o extremo norte da faixa baiana ser truncado abruptamente pelos efeitos do Ciclo Brasileiro (Faixa Riacho do Pontal) numa região em que a faixa apresenta cerca de trezentos quilômetros de largura. Assim, é possível que grande parte das rochas de alto grau metamórfico e com intercalações de quartzitos que ocorrem no Nordeste brasileiro, a este da Bacia do Parnaíba, não sejam mais do que resquícios do Espinhaço afetados pelos dobramentos, metamorfismo e granitização do Ciclo Brasileiro.

BIBLIOGRAFIA

- ASMUS, H. E. (1975): Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (3): 160-175.
- & FERRARI, A. L. (1978): Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In "Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil". *Projeto Remac*, 4: 75-88.
- BEBIANO, J. B. (1923): Geologia e riqueza mineira de Angola. *Com. Serv. Geol. Portugal* Tomo 14.
- (1926): Subsídios para o estudo geológico e mineiro da Província de Angola. *Bol. Agência Geral das Colônias*, 8: 17-39.
- BEEZ, P. F. W. (1933): Geology of South West Angola between Cunene and lunda axis. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 36: 137-178.
- BRANNER, J. C. (1910): The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. Jour. Sci.* 4ª Série, 30 (179): 335-343.
- BRITO NEVES, B. B. de (1967): *Geologia das folhas de Upamirim e Morro do Chapéu, Bahia*. Recife. SUDENE/CONESP, Dep. Tec. Relatório 17.
- ; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. & DELHAL, J. (1978): A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e interpretações. *Rev. Bras. Geoc.* (no prelo).
- BULLARD, E.; EVERETT, J. & SMITH, A. G. (1965): The fit of the Continents around the Atlantic. In "A Symposium on Continental Drift" *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 258 (1088): 41-51.
- CARVALHO, H. (1969): Cronologia das formações geológicas Precâmblicas na região central do sudoeste de Angola e tentativa de correlação com as do sudoeste Africano. *Serv. Geol. Minas Angola. Bol.*, 20: 61-71.
- (1972): Chronologie des formation géologiques Precambriennes de la région centrale du Sud-Ouest de l'Angola et essai de corrélation avec celles du Sud-ouest African. 24 th. *Int. Geol. Cong. Sector. 1*: 187-194.
- CORREIA, H. (1973): Sobre a existência de rochas vulcanoclásticas na "Formação Chela" (Região do Planalto da Humpata). *Rev. Ciên. Geol., Cursos de Ciências. Univ. de Luanda*, 1: 27-32.
- (1976): O Grupo Chela e a Formação Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da "Formação Chela" na região do Planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). *Bol. Soc. Geol. Portugal.*, 20 (1,2): 65-130.
- DERBY, O. A. (1906): The Serra do Espinhaço, Brazil. *Jour. Geol.*, 14 (5): 374-401.
- DORR, J. V. N. II; HERZ, N.; BARBOSA, A. L. M. & SIMMONS, G. C. (1959): *Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, Brasil*. DNPM, Pub. Esp. 1, 115pp.
- FABER, F. J. (1926): *Bijdrage tot de geologie van Zuid Angola*. Proefscrift Technishe Hoogeschool te Delf. (versão portuguesa de M. Montenegro de Andrade), 68pp.
- GEVERS, T. W. (1934): Untersuchungen des Grundgebirges im westlichen Damaraland. *Neues Jb. Min.*, 72: 283-330 e 73: 27-41.
- HETTICH, M. (1977): Glaciação Proterozóica no Centro Norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 (2): 87-101.
- HOPPE, A. (1978): Beiträge zur Geologie und Paläogeographie der Südlichen Serra do Espinhaço (minas Gerais, Brasilien). *Tese doutor. ined.*, 102pp.
- INDA, H. A. V. e BARBOSA, J. F. (1978): *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia. Escala 1/1.000.000*. SME/CPM, 122pp.
- MARTIN, H. (1965): The precambrian geology of South West Africa and Namaqualand. *The Precambrian Research Unit. University of Capetown*. 159pp.
- MOUTA, F. (1954): *Notícia explicativa do esboço geológico de Angola, esc. 1/2.000.000*. Junta Invest. Ultramar. 159pp.
- PEREIRA DE SOUZA, F. L. (1916): Contributions à l'étude pétrographique du Sud-Ouest d'Angola. *Compte Rendus d'Academie des Sciences de Paris* 162: 692-694.
- PFLUG, R. (1965): *A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes*, Minas Gerais. Div. Geol. Min., 226, 55pp.
- (1968): *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina Minas Gerais*. DNPM, Div. Geol. Min., 142, 20pp.
- & RENGER, F. (1973): Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. *An. XVIII Cong. Bras. Geol.*, 2: 5-19.
- ; SCHOBENHAUS, C. & RENGER, F. (1969): *Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental*. SUDENE, Div. Geol. Ser.

- Esp., 9, 59pp.
- & SCHÖLL, W. U. (1974): Sedimentary Structures of Santa Rita Formation, Minas Supergroup, at Curimatá, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 46: 126-131.
- SCHOBENHAUS, C. & KAUL, P. F. T. (1971): Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina, Bahia Central. *Min. Met.*, 53 (315): 116-120.
- SCHÖLL, W. U. (1979): Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). *Münst. Forch. Geol. Paläont.* (no prelo).
- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. C. (1979): Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Rev. Bras. Geoc. Núcleo Minas Gerais* (no prelo).
- & FOGAÇA, A. C. C. (1979a): Estromatólitos, diques de arenito e diques de metabasito em dolomitos do Super Grupo São Francisco na borda Oeste da Serra do Espinhaço (em preparação).
- SILVA, A. T. S. F., TORQUATO, J. R. e KAWASHITA, K. (1973): Alguns dados geocronológicos pelo método K/Ar da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Angola). *Ser. Geol. Minas Angola. Bol.* 24: 1-20.
- STAHL, A. (1926): Geologische Grundzüge des Nördlichen Südwestafrika und Erzlagerstätten des Otavibergrlandes. *Z. Prakt. Geol.*, 34: 145-160.
- (1940): *Die Otaviformation des Etoschabogens (Südwestafrika)*. Beitr. Geol. Erforsch. dt. Schutzgeb., 22.
- TORQUATO, J. R. (1971): The Damara system in Angola (some observations on the existence of two geosyncline facies). *Rel. Com. Inst. Invest. Cient. Angola.* 13, 27pp.
- (1974): Algumas considerações sobre a idade do Grupo Chela. *Serv. Geol. Minas Angola, Mem.* 14; 10pp.
- (1974a): Geologia do Sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. *Tese de doutoramento* apresentada no Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- (1976): Geotectonic correlation between SE Brazil and SW Africa. *An. Acad. Bras. Ciências*, 48: 353-363. (suplemento).
- (1977): *Geotectonic outline of Angola*. Cah. O. R. S. T. O. M. sér. Géol., (1,2): 15-34.
- & AMARAL, G. (1973): Idade K/Ar em rochas das regiões de Catanda e Vila de Almoester. *Inst. Invest. Cient. Angola. Pub. IICA*, 308, 7pp.
- & CORDANI, U. G. (no prelo): Brazil - Africa geological links. *Earth Science Review*.
- & SILVA, A. T. S. F.; CORDANI, U. G. e KAWASHITA, K. (1979): Evolução geológica do Cinturão móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. *An. Acad. Bras. Ciên.* 51 (1): 133-144.
- & TOMÁS OLIVEIRA, J. (1977): Sobre a idade dos granitos e do Grupo vulcano-sedimentar da região do Chipindo - Angola. *Serv. Geol. Portugal*, 61: 223-238.
- VALE, F. S. (1968): *Notícia explicativa da carta geológica de Angola, folha 355 (Humpata - Cande)*, esc. 1/100.000. Serv. Geol. Minas Angola, Mem. 7, 38pp.
- (1971): *Notícia explicativa da carta geológica de Angola, folha 336 (Sd da Bandeira)*, esc. 1/100.000. Serv. Geol. Minas Angola, 36pp.
- (1973): *Notícia explicativa da carta geológica de Angola, folha 356 (Vila João de Almeida)*, esc. 1/100.000. Serv. Geol. Minas Angola, 42pp.

DATAÇÕES Rb-Sr E K-Ar DAS FORMAÇÕES BEBEDOURO E CABOCLO NA CHAPADA DIAMANTINA

Maria Helena de Freitas MACEDO
Michel G. BONHOMME

Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface,
CNRS, Université L. Pasteur, Strasbourg, France.

Rb-Sr and K-Ar datings have been performed in sediments of the Chapada Diamantina, State of Bahia, Brasil. The Caboclo formation was deposited nearly 960 ± 31 ago, and suffered a date diagenesis at 896 ± 30 MA. The Bebedouro formation was deposited shortly before 812 ± 22 MA. These two formations, upper Riphean in age, may be correlated to those of the atar region, Mauretania, Western Africa, and to the lower part of the "Latinta" series in Argentina.

INTRODUÇÃO

Dentro do plano de estudos do Projeto PIGG *Corrélation Géochronologique du Précambrien des Zones Stables*, uma série de amostras do grupo Una, formação Bebedouro e do Super-grupo Espinhaço, formação Caboclo, foram coletadas na região compleendida entre Jacobina, Irecê e Lençóis, no Estado da Bahia.

O objetivo é de datar essas formações, verificar se elas pertencem ao Pré-cambriano e tentar correlacioná-las com séries equivalentes na América do Sul e África. O método empregado consiste em estudar a mineralogia das frações finas e, em seguida, após se ter escolhido as amostras favoráveis, efetuar as análises isotópicas Rb-Sr e K-Ar em vista da datação.

As amostras da formação Caboclo provém do lugarejo Olho d'Água à cerca de 4 km a ENE de Caatinga do Moura (10°57'S - 40°43'W). As amostras da formação Bebedouro foram coletadas próximo à Fazenda Carafba, a oeste de Tabuaú (11°04'S - 41°11'W). Existe uma dúvida quanto à posição estratigráfica das amostras de Caatinga do Moura que poderiam também estar colocadas dentro do grupo Una inferior, isto é, igualmente na formação Bebedouro.

MINERALOGIA DAS ARGILAS

As amostras de Caatinga do Moura contém 85 a 95% de illita e 5 a 15% de clorita, com pouquíssima percentagem de interestratificados. As amostras da Fazenda Carafba contém somente illita. Os índices de cristalinidade são respectivamente da

ordem de 9 e 6, isto é, tipicamente sedimentar para Caatinga do Moura e diagenético para a Fazenda Carafba. As relações I002/I001 são em torno de 0,40 e caracterizam, portanto ilitas aluminosas para as duas formações.

A mineralogia das frações finas fornece um argumento concernente à posição estratigráfica das amostras de Caatinga do Moura. Com efeito, a formação Caboclo típica, estudada a leste do Morro do Chapéu, mostra a presença de clorita, cerca de 35%, com índice de cristalinidade igualmente elevado, cerca de 7. Ao contrário, as frações finas da formação Bebedouro contém unicamente ilita. Logo, é provável que as amostras de Caatinga do Moura pertençam à formação Caboclo.

O índice de cristalinidade das ilitas observado nas duas localidades permite de imaginar que a idade medida pode ser da diagênese precoce, ou da diagênese tardia (Clauer, 1976).

RESULTADOS DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS

As frações inferiores a 2μ foram analisadas pelas técnicas Rb-Sr descritas por Clauer (1976) e K-Ar descrita por Bonhomme et al. (1975). As constantes de decaimento radioativo são aquelas utilizadas por Steiger e Jäger (1977). Os resultados analíticos estão sumarizados nas tabelas I e II (em anexo).

As amostras da formação Caboclo permitem de definir dois alinhamentos, contendo cada um, rochas totais e, respectivamente, três e duas frações finas. Os resultados são os seguintes: 960 ± 31 MA com uma intercepta no eixo das ordenadas de $0,723 \pm 0,004$ e 896 ± 30 MA com $0,731 \pm 0,003$.

A formação Bebedouro mostra um só alinhamento indicando uma idade de 812 ± 22 MA com (87Sr/86Sr) inicial igual a $0,713 \pm 0,003$.

DISCUSSÃO

A igualdade de datações K-Ar e a idade indicada pelo alinhamento 896 ± 30 MA sugere que este resultado deve ter alguma significação.

Na realidade, as rochas totais são bandas de arenito mostrando claramente uma silificação secundária.

Por outro lado, as duas interceptas no eixo das ordenadas são altas. Isto pode ser devido a um ambiente continental apresentando uma razão isotópica 87/86 alta a uma mistura mecânica de frações finas detríticas, ou a um rehomogeneização isotópica devido a uma diagênese tardia. Finalmente, as datações K-Ar das frações finas já se mostraram sensíveis aos fenômenos da diagênese tardia.

Nestas condições, a isócrona de 896 MA poderia ser considerada como devida a uma diagênese tardia. O alinhamento de 960 MA poderia representar a idade de uma diagênese precoce, próxima à idade da sedimentação. A hipótese de uma mistura mecânica de frações finas forneceria a idade da sedimentação, à condição que a correlação entre as razões 87Rb/86Sr e 87Sr/86Sr tenha sido nula no momento do depósito. Isto é, evidentemente, impossível de ser verificado atualmente.

O alinhamento obtido sobre as amostras da formação Bebe-

douro apresentam também uma intercepta relativamente alta. Por outro lado, os índices de cristalinidade das ilitas situam o nível da diagênese no limite entre diagênese profunda e anguimetamorfismo. Finalmente, as datações K-Ar sugerem que a influência do ciclo Brasileiro sobre essas frações finas foi intensa, provocando, à cerca de 600 MA, uma saída geral do argônio radiogênico dessas ilitas bem cristalizadas, visto que são muito ricas em potássio. Nestas condições, é possível de sugerir que 812 ± 22 MA represente seja a idade da diagênese precoce muito próxima àquela do depósito, seja àquela de uma primeira diagênese tardia. Contudo, no segundo caso, os resultados K-Ar não seriam tão bem encontrados em torno de 600 MA, mostrando ainda traços de um evento diagenético de 800 MA.

CONCLUSÃO

As datações Rb-Sr e K-Ar da formação Caboclo sugerem que a sedimentação teve lugar pouco antes de 960 ± 31 MA e que um evento diagenético tardio ocorreu a 896 ± 30 MA.

Os resultados obtidos sobre a formação Bebedouro indicam que o depósito ocorreu provavelmente pouco tempo antes de 812 ± 30 MA.

A idade Rifeano superior (Proterozóico superior), tal como foi definida em URSS por Keller et al. (1975) está assim confirmada.

A região da Chapada Diamantina permite também de definir uma cronoestratigrafia numérica do mesmo tipo que aquela evidenciada a Atar (Mauritânia) por Clauer (1976).

Finalmente, numericamente, as duas formações são correlacionáveis respectivamente com o grupo de Char e com a parte superior do grupo de Atar em Mauritânia (Clauer, 1976). A formação Bebedouro pode ser igualmente colocada em relação com a formação Sierras Bayas na Sierra de Tandil na Argentina (Bonhomme e Cingolani, 1978).

BIBLIOGRAFIA

- BONHOMME M.G. e GINCOLANI C.A. (1978) – First isotopic dating of Upper Pre-cambrian sediments in the Province of Buenos Aires, Argentina. Short pap. Fourth Internat. Conf. Geochronol., Cosmochronol., Isot. Geol. *US. Geol. Surv. Open-File. Rep.* 78-701, p. 45-46.
- BONHOMME M.G., THUIZART R., PINAULT Y., CLAUER N., WENDLING A. e WINCKLER R. (1975) – Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. *Notes Techn. Inst. Géol.*, 3, 53 p.
- CLAUER N. (1976) – Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-African. *Sci. Géol.*, Mem. 45, 256 p.
- KELLER B.M., KOROLEV V.G., SEMIKHATOV M.A. e CHUMAKOV N.M. (1975) – The Riphean of the USSR and the problems of the general time-stratigraphic escale of the Upper Precambrian. In. *Corr. of Precambrian. Internation. Geol. Corr. Progr. Moscow.* Sept. 1-6, p. 63-66.
- STEIGER R.H. e JÄGER E. (1977) – Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo Cosmochronology. *Earth Planet. Sci Letters*, 36, p. 359-362.

PARTE IV

FAIXA BRASÍLIA

A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA E DO SEU EMBASAMENTO

O. J. Marini
R. A. Fuck
J. C. Danni
M. A. Dardenne

Universidade de Brasília

The evolution and the structural subdivision of the Brasília belt and its basement are presented based on global tectonics concepts. Three main regional geotectonic units are recognized: the Goiás median massif, and the Uruaçu and Brasília fold belts. The Goiás massif is composed of Archean and Lower Proterozoic rocks. The Archean units comprise high grade granite-gneiss terrains, overlain by several greenstone belts, and a granulite mobile belt. The Lower Proterozoic formations are represented by layered gabbro-anorthosite complexes, volcano-sedimentary sequences, and several tin bearing granitic intrusions. The Uruaçu belt includes the Middle Proterozoic Serra da Mesa, Natividade, Araí, Araxá and Canastra groups. These units were partially deposited on a simatic crust, and afterwards folded and metamorphosed up to the amphibolite facies as a result of continental collision. The Brasília fold belt, comprising the epicontinental Paranoá and Bambuí groups, is the result of successive reactivations of ancient weakness zones, due to extension and compression movements, to which sedimentation, and folding and metamorphism of greenschist facies are respectively associated.

APRESENTAÇÃO

Em trabalho anterior (Marini et alii, 1978) foi apresentada uma síntese dos conceitos e teorias geotectônicas emitidas por diversos autores sobre a Faixa Brasília. Naquela contribuição, deixamos de opinar a respeito das várias hipóteses geotectônicas até então formuladas, com o intuito de facilitar e permitir ao leitor fazer uma idéia mais precisa da problemática da Faixa Brasília e do nível das controvérsias sobre sua evolução geotectônica.

No capítulo final do referido trabalho foram discutidos os pontos conflitantes das hipóteses anteriormente formuladas e foram ressaltados os principais problemas estratigráficos, tectônicos e cronológicos carentes de melhor definição, para que se possa entender com mais clareza a evolução geológica dessa complexa e policíclica faixa dobrada do Brasil Central. Algumas das questões controvertidas da geologia regional então apontadas ainda continuam como tal, havendo necessidade de trabalhos mais minuciosos para elucidá-las adequadamente.

Neste artigo, os autores formulam novos conceitos sobre a geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento, sugerindo uma hipótese de evolução geológica da região durante os tempos precambrianos.

Chama-se a atenção para o fato de que, com o advento dos conceitos da tectônica de placa, todas as idéias clássicas de geotectônica foram colocadas em cheque, existindo no momento um grande ceticismo sobre sua validade. Tal descrença deve-se ao fato de estarem as conceituações e terminologia geotectônica clássicas impregnadas de implicações genéticas, hoje em grande parte desacreditadas ou pouco entendidas à luz dos conceitos de tectônica global e outros surgidos na última década.

Como muito apropriadamente lembra Aubouin (1959), cada geólogo entende diferentemente a palavra geossinclinal, ao que se pode acrescentar termos como ofiolito, *flysch*, plataforma, craton, escudo, ciclo orogênico, *greenstone belt*, *mobile belt*, orogênese, etc. Em resumo, toda a terminologia geotectônica é usada com conceituação diferente

pelos diferentes autores. É necessário, portanto, que se explique as características tectônicas, sedimentares, estratigráficas, temporais, faciológicas, ambientais, etc., para que fique claro o significado que o autor deseja emprestar a um determinado termo geotectônico.

Os conceitos de tectônica global foram desenvolvidos na quase totalidade por geofísicos estudando áreas oceânicas e despreparados para adaptá-los à geologia continental. Por seu turno, os geólogos inicialmente reagiram negativamente (e muitos ainda reagem) a adotá-los em suas interpretações. Nos últimos anos, porém, definiu-se uma forte tendência em interpretar a geologia sob o enfoque dos novos conceitos, adaptando-os e reformulando-os conforme as evidências geológicas de cada região. No momento, passa a geologia mundial por uma verdadeira febre de tectônica global, surgindo a cada dia um novo artigo ou livro procurando correlacioná-la à litogênese, tectogênese, magmatismo, metamorfismo, metalogênese, etc... É o que os autores se propõem a fazer também nesta contribuição. Convém ressaltar que, por se tratar de trabalho de regionalização geológica, carecerá de precisão no detalhe, ao ter a necessidade de generalizar o debate à escala da Faixa Brasília.

Vale lembrar também que toda tentativa de regionalização geológica em termos precambrianos, como a elaboração de mapas de pequena escala e interpretações geotectônicas, leva necessariamente a uma interpretação global com visão abrangente. Torna-se para tanto imperioso o estabelecimento de correlações estratigráficas entre seqüências ainda não bem definidas, com idades de sedimentação desconhecidas e atingidas por um mesmo último evento termo-tectônico, que as homogeniza quanto ao estilo tectônico e o grau de metamorfismo, como é usual em seqüências polimetamórficas e politectônicas.

Os pequenos recursos que se tem para datar a época de deposição das seqüências, dificulta ainda mais a cronostratigrafia. Restam, pois, ao geólogo, como principais armas, a litoestratigrafia, a tectônica e a geocronologia, todas com limitações e significado interpretativo questionável em muitos casos.

Por outro lado, por tratar de tema de cunho eminentemente interpretativo, no qual se procurará historiar a evolução geológica e tectônica de uma determinada região, devem ser entendidas somente como hipótese de trabalho. A hipótese evolutiva, adiante apresentada, pareceu aos autores a mais lógica. No entanto, várias outras alternativas poderão ser igualmente lógicas e prováveis. Cabe àqueles que nelas acreditam sugerir-las para que, de confronto, surjam novos caminhos, talvez mais válidos. As indefinições e dúvidas que persistem são fruto, principalmente, do estado incipiente do conhecimento da geologia do precambriano brasileiro.

A exemplo da maior parte dos trabalhos internacionais, adotou-se uma divisão quádrupla para o Precambriano, baseado em quatro limites cronotectônicos identificados através de datações radiométricas, como demonstrou Almeida (1971): 2600 ± 100 m.a., 1800 ± 100 m.a., 1000 ± 100 m.a. e 600 ± 50 m.a. consideradas aqui como limites, respectivamente, do Arqueano, do Proterozóico Inferior, do Proterozóico Médio e do Proterozóico Superior.

Os limites cronotectônicos mencionados correspondem, respectivamente, aos eventos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro.

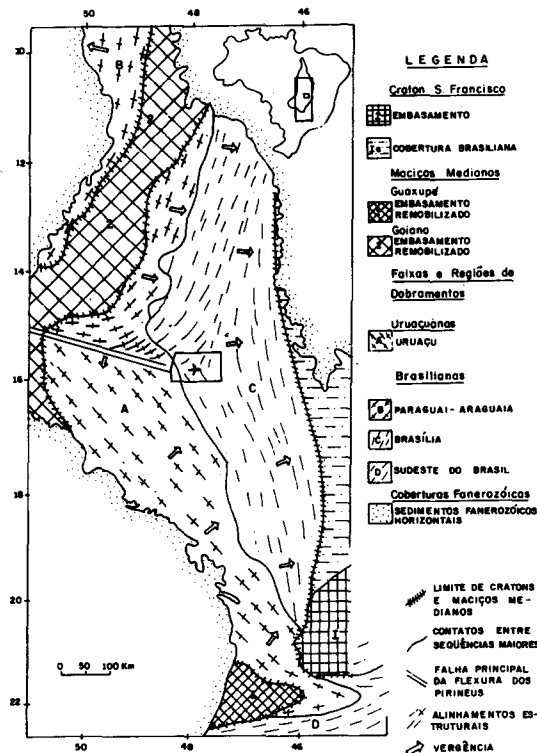


FIG. 1 — DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES GEOTECTÔNICAS (seg. Almeida et alii, 1976 — modificado)

AS UNIDADES GEOTECTÔNICAS REGIONAIS

Na borda ocidental do Craton do São Francisco, Almeida et alii (1976) colocavam em evidência as seguintes unidades geotectônicas:

- a) Maciço Mediano de Goiás
- b) Faixa Uruaçuana
- c) Faixa Brasília.

O MACIÇO MEDIANO DE GOIÁS

No conceito de Almeida et alii (1976), o Maciço Mediano de Goiás é entendido como uma unidade geotectônica brasileira, da qual, aparentemente é excluída a Faixa Uruaçuana, restringindo-se, portanto, ao embasamento pré-uruaçuano (Fig. 1).

No presente estudo, o conceito de maciço mediano possui, além do aspecto espacial, uma conotação temporal. Desse modo, distingue-se um maciço mediano de idade uruaçuana, separando faixas dobradas do Proterozóico Médio, e um Maciço mediano de idade brasileira, que divide faixas dobradas do Proterozóico Superior. Este incorpora os metassedimentos uruaçuanos e tem, em conseqüência, limites distintos daquele, constatando-se a ampliação da área ocupada ao longo do tempo, do Proterozóico Médio ao Superior. Ambos os maciços constituíram-se de altos do embasamento, de forma estreita e alongada, ocupando o interflúvio Tocantins-Araguaia, e situados entre faixas de metassedimentos gerados e deformados em dois ciclos sucessivos, em ambos os lados, que, aparentemente, tiveram evolução sincrônica.

Esse alto estrutural do embasamento, em meio às faixas de dobramentos laterais, deve ter recebido somente pequena cobertura sedimentar, a qual foi envolvida, juntamente com o embasamento e as faixas orogênicas vizinhas, pelos dobramentos, metamorfismo e por intrusões graníticas. A vergência das estruturas em ambos os lados é centrífuga a partir do maciço mediano, orientando-se respectivamente para o Craton

do São Francisco e para o Craton Amazônico.

Com o término do Ciclo Uruaçuano e conseqüente cratonização da região há cerca de 1.000 m.a., agregaram-se à área "estável" do Maciço Mediano Goiano uruaçuano os metassedimentos gerados durante o Proterozóico Médio. No entanto, as novas áreas cratônicas geradas tiveram vida efêmera, vez que, sobre elas iniciou-se a formação de novas bacias, já no início do Proterozóico Superior. A julgar pela distribuição dos metassedimentos desse novo ciclo geológico, tanto a leste (Faixa Brasília) quanto a oeste (Faixa Paraguai-Araguaia), os eixos das novas bacias teriam se deslocado em direção aos "Cratons". Individualizou-se então um novo maciço mediano no tempo brasileiro. Este constituiu-se do maciço mediano dos tempos uruaçuanos ampliado, tanto para leste como para oeste, pelas áreas cratonizadas com o término do Ciclo Uruaçuano e que não serviram de embasamento às novas faixas geradas. No entanto, os limites atuais dos metassedimentos brasileiros são meramente erosivos, não se sabendo quanto para oeste originalmente se estendiam.

À interpretação acima enunciada, parecem se contrapor os dados geocronológicos existentes na área ocupada pelo maciço, que indicam ter sido o embasamento pré-brasiliano mais fortemente regenerado isotopicamente durante o Ciclo Brasileiro.

Ao que tudo indica, o Maciço Mediano de Goiás dos tempos uruaçuanos enquadra-se no primeiro tipo de Khain e Sheynmann (1960), isto é, representa fragmentos intactos de antigas plataformas. Já no tempo brasileiro, pelo menos em suas bordas, parece enquadrar-se no segundo tipo dos referidos autores: fragmentos de estruturas dobradas em sistemas antigos do mesmo tipo e do mesmo "megaciclo", que não foram sujeitos à marcada subsidência e retrabalhamento, comportando-se como fragmentos aliados às estruturas mais jovens envolvidas.

A FAIXA URUAÇU

Os metassedimentos tidos como pertencentes ao Proterozóico Médio, sedimentados, dobrados e metamorfozados até o facies anfibólito durante o Ciclo Uruaçuano (entre 1.300 e 1.000 m.a., segundo Almeida et alii, 1976) distribuem-se contíguos à borda leste do Maciço Mediano de Goiás. Apresentam nítida polaridade sedimentar, tectônica e metamórfica, com vergência geral para o Craton do São Francisco. Estendem-se longitudinalmente desde a borda da Bacia do Maranhão, no extremo norte da faixa, até o Maciço de Guaxupé, no extremo sul (Fig. 1).

Na porção mediana, na altura do Distrito Federal, a Faixa Uruaçuana é dividida em dois segmentos pela inflexão da região dos Pirineus, onde as camadas tomam progressivamente direção EW, com a vergência dirigida para sul.

A largura e o limite oriental da bacia uruaçuana não são conhecidos em afloramentos, visto que os metassedimentos do Proterozóico Superior (Grupos Paranoá e Bambuí) os recobrem totalmente.

A FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília é uma entidade tectônica carente de maior definição. Os dados estratigráficos, tectônicos e geocronológicos são insuficientes ainda para determinar com precisão a extensão da faixa, as unidades litoestratigráficas que a compõem e as relações com a Faixa Uruaçu exposta a oeste (Marini et alii, 1978). Os dobramentos brasileiros situam-se entre a Faixa Uruaçu e o Craton do São Francisco, sendo constituídos por metassedimentos do Proterozóico Superior,

metamorfozados até o facies xisto verde, com metamorfismo e deformação gradativamente menores de oeste para leste, onde transicionam para os sedimentos de cobertura do Craton do São Francisco. Aceita-se, quase unanimemente, que essa faixa dobrada evoluiu durante o Ciclo Brasileiro (Almeida, 1968), tendo sido deformada e metamorfozada há cerca de 600 m.a.

O limite oeste, tanto da bacia dos sedimentos do Proterozóico Superior como do metamorfismo e deformação brasileiros é controverso e difícil de ser estabelecido, não havendo consenso quanto à largura do cinturão e às unidades estratigráficas que o integram. Isso porque as maiores espessuras, o mais alto grau de deformação e metamorfismo atribuíveis ao Ciclo Brasileiro são encontrados no extremo oeste dos afloramentos reconhecidos como pertencentes ao Proterozóico Superior. Esses fatos parecem sugerir que a bacia de sedimentação do Ciclo Brasileiro se estendia originalmente mais para oeste, por sobre o Maciço Mediano de Goiás. É provável, mesmo, que se interligasse com a sedimentação que ocorria na Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia.

PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS DA FAIXA BRASÍLIA E DO SEU EMBASAMENTO

O conhecimento das principais estruturas da região em discussão é condição *sine qua non* para o entendimento da hipótese de evolução geotectônica para ela sugerida, razão pela qual são aqui apresentadas sucintamente (Fig. 2). Os estudos existentes sobre a tectônica regional são apenas embrionários, visto que, praticamente, inexistem trabalhos que tratem especificamente do assunto, devendo-se entender a esquematização apresentada como uma tentativa preliminar de discuti-la com visão regional.

INFLEXÃO DOS PIRINEUS

A primeira feição que salta à vista quando se observa o arcabouço tectônico da Faixa Brasília e de seu Embasamento é a brusca mudança das direções estruturais que ocorre na altura do paralelo de Brasília (Fig. 2), a qual Costa e Angeiras (1971) denominaram de Flexura dos Pirineus, redenominada de Inflexão dos Pirineus (Araújo Fo., 1980). Essa importante macroestrutura divide a Faixa Brasília e seu embasamento em duas porções distintas, seja quanto à tectônica, à estratigrafia, ao magmatismo, ou à metalogênese. Trata-se de feição herdada possivelmente de eventos arqueanos, persistente como importante zona de fraqueza nos eventos tecto-orogênicos proterozóicos subseqüentes, cujos traços tectônicos a ela se condicionaram.

As linhas tectônicas mais marcantes da Inflexão dos Pirineus são duas falhas regionais paralelas e espaçadas de cerca de uma dezena de quilômetros, com direção geral WNW-ESE que, surgindo de sob as aluviões do Rio Araguaia na altura do paralelo 15° vêm morrer no limite oeste do Distrito Federal, pouco a norte do paralelo 16°. Tais falhas são especialmente visíveis nos mapas aerogeofísicos do Convênio Brasil-Canadá (Carmo et alii, 1977), embora pouco evidentes nos mapas geológicos regionais, uma vez que são paralelas aos principais eixos de dobramentos da região. Trata-se possivelmente de falhas complexas nas quais alternam-se movimentos distensivos, compressivos e regmagnéticos e que condicionaram toda a evolução geológico-estrutural da região dos Pirineus. A Inflexão da extremidade sul do Maciço de Barro Alto se amolda e este se interrompe na falha norte, como se fosse uma imensa "drag" de falha transcorrente com movimento

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

dextrógiro.

No bloco norte, as direções estruturais oscilam entre norte e nor-nordeste com vergência para leste e sudeste; tomando progressivamente direção nordeste e leste-nordeste, à medida que se aproximam do eixo da inflexão. No bloco sul, as direções estruturais dominantes têm a direção noroeste, tomando direção oeste-noroeste junto à Inflexão dos Pirineus. A vergência geral das estruturas no segmento sul é para nordeste, exceto na região da inflexão onde tem sentido sul-sudeste. Esta vergência, localmente anômala, registrada sobre rochas do Grupo Araxá, sugere um empurrão do bloco norte por sobre o bloco sul. Esse cavalgamento explicaria, a um tempo, o fato de estarem expostos no segmento norte níveis estruturais mais inferiores, como também dos maciços básico-ultrabásicos deste segmento adelgaçarem-se progressivamente para o norte, como se estivessem basculados nesse sentido.

Os efeitos da Inflexão dos Pirineus abrandam-se paulatinamente para leste, sendo que a leste do Distrito Federal tornam-se quase inconspícuos, pelo menos sobre as unidades brasilianas afilantes.

A JUNÇÃO TRÍPLICE DA FAIXA BRASÍLIA E DA REGIÃO DOBRADA SUDESTE DO BRASIL

No extremo sul da Faixa Brasília, tendo como cunha intermediária o Maciço de Guaxupé, ocorre a junção dos metassedimentos do Proterozóico Superior da Faixa Brasília e da Região Dobrada do Sudeste do Brasil, consideradas como penecontemporâneas. Em termos de tectônica de placa, e tendo em mente exemplos recentes como o da Etiópia, a união das faixas brasileiras na região do Maciço de Guaxupé, poderia representar uma antiga junção tripla, à semelhança da interpretada por Kröner (1976, 1977), para a junção dos cinturões Zambezi e Moçambique no sudeste africano. Nesta hipótese, a Faixa Brasília representaria o *rift* continental, enquanto a Região Dobrada do Sudeste do Brasil o *rift* oceânico, uma vez que a grande quantidade de magmáticas existentes nesta última condiz com consumo de placa simática.

PADRÕES DE DOBRAMENTOS

Vários ciclos tectônicos afetaram as rochas da área, gerando estruturas de diferentes idades, direções e estilos, sejam primárias e simples ou secundárias e complexas. Estas últimas, resultantes da superposição de esforços de diferentes ciclos, de distintas fases de dobramentos, de intrusões diapíricas, da ação de falhamentos sobre antigos padrões primários ou de intrusões cretácias. A maior parte dessas estruturas foi gerada durante eventos uruaquanos e/ou brasilianos.

Numa tentativa de sistematização, os padrões de dobramentos e sistemas de falhamentos da região podem ser agrupados em padrões de dobramentos primários, padrões de dobramentos secundários e sistemas de falhamentos. Sempre que existentes, para identificá-los usou-se denominações sugeridas anteriormente, especialmente por Inda (In Barbosa et alii, 1970a).

Padrões de Dobramentos Primários

Os principais padrões de dobramentos primários identificados, com suas prováveis idades, são (Fig. 2):

- I – Niquelândia: Jequié (?)
- II – Pilar de Goiás: Arqueano
- IIIa – Piracanjuba: Uruaçuano
- IIIb – Uruaçu: Uruaçuano

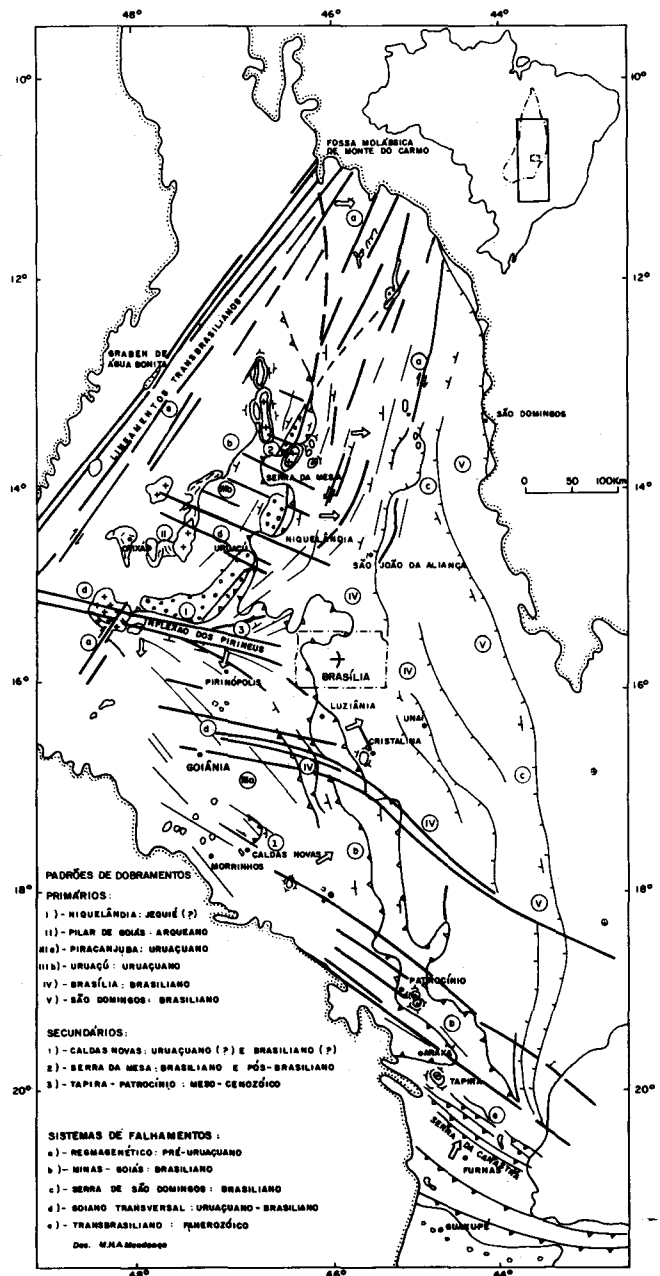


FIG. 2 - ESQUEMA DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA FAIXA BRASÍLIA E DO SEU EMBASAMENTO

- IV – Brasília: Brasileiro
- V – São Domingos: Brasileiro.

O padrão Niquelândia acha-se registrado nas rochas do Complexo Granulítico de Goiás, tendo sido identificado no Maciço de Niquelândia. Trata-se de padrão muito antigo (Jequié?) representado por dobras isoclinais de eixo sub-vertical e xistosidade de fluxo contendo a lineação mineral. O padrão é geneticamente ligado ao processo de granulitização dos maciços básico-ultrabásicos e a falhamentos transcorrentes NNE (Danni e Leonardos, 1980). Suas estruturas são só localmente identificadas, dada a inexistência de camadas-guias apropriadas.

O padrão Pilar de Goiás acha-se impresso sobre os *Greenstone belts* sendo nitidamente discordante das estruturas uruaquanas dos grupos Araxá e Serra da Mesa que a eles se superpõem. São isoclinais deitadas com xistosidade de plano axial e eixos

NW ou NNW, redobradas e perturbadas por intrusões graníticas. A idade é Arqueana e a vergência é para nordeste. Distribuem-se por áreas restritas ilhadas em meio aos terrenos granito-gnáissicos e associadas a granitos ovóides, aos quais se amoldam.

Com a denominação de padrão Piracanjuba (Inda, in Barbosa et alii, 1970a) englobou estruturas primárias registradas sobre rochas do Grupo Araxá na região Morrinhos, que ocorrem também duvidosamente sobre rochas da Formação Canastra. Trata-se de dobramentos isoclinais recumbentes, holomórficos lineares, com foliação de transposição oscilando em torno de N45W e vergência para NE. Tais dobras apresentam forte xistosidade de plano axial à qual se associam minerais metamórficos do fácies xisto verde e anfíbolito, originados entre 1.000 e 1.100 m.a. (Ciclo Uruaçuano). Com as mesmas características e idade desse padrão, porém com eixos de direção oscilando em torno de N30E e vergência para SE, são os dobramentos do segmento situado a norte da Inflexão dos Pirineus para as quais sugere-se a denominação de Padrão Uruaçu.

Na região dos Pirineus, a primeira fase (Padrão Pirineus) é representada por eixos de dobras isoclinais reviradas, localmente recumbentes, de direção N80W a E-W e vergência para sul. A ela se superpõem dobras assimétricas de eixo E-W e NS e duas fases de *Kinks* (N50W e N40E) atribuídas ao Ciclo Brasileiro (Araújo Fq, 1980). Direções semelhantes são encontradas entre os maciços de Barro Alto e Niquelândia e entre Niquelândia e Cana Brava, dispostas ortogonalmente às direções estruturais existentes em áreas adjacentes (Padrão Uruaçu).

Sobre rochas do Grupo Paranoá, como também em parte sobre os do grupos Araá, Natividade e Ibiá, na região situada a leste da grande falha de empurrão que joga as seqüências Araxá-Serra da Mesa por sobre os grupos referidos, estendendo-se até a falha inversa que passa por Unaf-São João da Aliança, tanto ao sul como ao norte do Distrito Federal, ocorrem dobramentos lineares holomórficos. São dobras assimétricas com vergência para o Craton do São Francisco, que se tornam para leste cada vez mais abertas. Na região do Distrito Federal, sofrem uma pequena inflexão na direção dos seus eixos, uma vez que a norte apresentam direção N10-20E e a sul N10-20W. Atribui-se a essas estruturas, aqui denominadas de Padrão Brasília, idade brasileira, estando impressas porém tanto sobre seqüências tidas como do Proterozóico Médio, como do Proterozóico Superior.

No extremo leste da Faixa Brasília, em ambos os lados da falha inversa de alto ângulo de São Domingos e junto a falhas menores similares, ocorrem dobramentos lineares descontínuos, resultantes do efeito de *drag* dos falhamentos (Alvarenga e Dardenne, 1978). Limitam-se às proximidades das falhas inversas com componente transcorrente, ligeiramente oblíquos, apresentando eixos paralelos à direção dos traços das falhas. São dobras da fase compressiva final do Ciclo Brasileiro, para as quais é sugerida a denominação de Padrão São Domingos.

Padrões de Dobramentos Secundários

Resultam de interferência de falhamentos ou diapirismos sobre os dobramentos primários supramencionados. São complexos e localizados sendo que os mais evidentes são os padrões: Caldas Novas, Serra da Mesa e Tapira-Patrocínio.

O Padrão secundário Caldas Novas foi primeiramente sugerido por Inda (In: Barbosa et alii, 1970a) que o identificou

na região de Morrinhos-Caldas Novas, a Sudeste de Goiânia. Ocorre em pontos isolados do segmento a sul da Inflexão dos Pirineus, estando impresso sobre rochas do Grupo Araxá, embora sua idade mais provável seja brasileira. É constituído por dobras de arrasto resultantes de cavalgamentos com vergência para leste, localizadas em cunhas limitadas por falhas transcorrentes de direção N60-80W. Formam dobras com formatos de ferradura (em planta), com concavidade voltada para NW e plano axial mergulhando para o mesmo quadrante.

O Padrão Serra da Mesa é, a seu turno, característico da porção central do segmento a norte da Inflexão dos Pirineus. É definido por estruturas resultantes da ascensão diapírica de granitos pré-uruacuianos, em tempos brasileiros e mesmo pós-brasileiros. Trata-se de estruturas braquianticlinais de dimensões consideráveis (eixos de até 40 km) que originam feições ovaladas com camadas mergulhantes centrifugamente. Esses diápiros perturbaram fortemente as estruturas do padrão primário Uruaçu típicas da região, fazendo com que suas isoclinais tomem direções e vergência as mais variadas nas proximidades dos contatos dos granitos.

Superimpostos a alguns dos padrões tectônicos descritos, os quais tiveram suas origens ligadas às evoluções orogênicas uruaçuanas e brasileiras, distribuem-se às bordas do limite erosivo atual da Bacia do Paraná, estruturas dômicas e chaminés de idade cretáceo-terciária. Trata-se de estruturas originadas por intrusões alcalinas e ultrabásico-alcalinas que arquearam suas encaixantes, originando domos simples ou gêmeos, sendo os primeiros perfeitamente circulares com diâmetros máximos de pouco mais de uma dezena de quilômetros. Exemplos magníficos dessas estruturas são os domos de Tapira, Patrocínio e Catalão. A estas estruturas denominamos de Padrão Tapira-Patrocínio.

SISTEMAS DE FALHAMENTO

A tectônica rígida que atuou sobre a Faixa Brasília e seu embasamento foi igualmente intensa e diversificada, tendo deixado impressos sistemas de falhamento de várias idades e resultantes de distintos tipos de esforços. Dentre eles destacam-se os sistemas: Regmagênético NE, Minas-Goiás, Serra de São Domingos, Goiano Transversal e Transbrasiliano.

Sistema Regmagênético NE

O padrão é de idade pré-uruacuana. Acha-se impresso em rochas dos terrenos Grabito-Gnáissicos do embasamento da porção norte da Faixa Brasília. Os falhamentos desse sistema têm direção geral N20-40E, alto ângulo mergulhante para oeste, sendo tanto levógiros como dextrógiros e originam largas faixas de milonitização. A maior parte dos planos de falhas transcorrentes antigos mostram terem sido reativados em várias épocas durante e após a sedimentação das unidades do Proterozóico Médio e Superior, sofrendo, então, movimentos normais ou inversos. Assim, as falhas e estruturas originadas no transcorrer do Proterozóico, na metade norte da Faixa Brasília, sugerem ter sido, em grande parte, herança de zonas de fraqueza do sistema regmagênético pré-uruacuano.

Ao longo de toda a extensão dos complexos granulíticos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, desenvolveu-se importante sistema de falhamentos transcorrentes, ativo durante o metamorfismo granulítico. Constitui talvez o elemento tectônico condicionante do estabelecimento do cinturão móvel granulítico.

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

Sistema Minas-Goiás

Consiste de um conjunto de falhas de empurrão, de baixo ângulo, com extensão regional (cerca de 1.000 km) e vergência para o Craton do São Francisco. Separa, grosso modo, as faixas Uruaçu e Brasília. Ao norte da Inflexão dos Pirineus, apresenta direção geral NNE. Ao Sul da inflexão a direção geral muda para NW. Em ambas situações coloca metassedimentos do Proterozóico Médio por sobre as seqüências do Proterozóico Superior. Na Serra da Canastra, o sistema acha-se representado sob a forma de cerrado sistema de falhas inversas com traço NW-SE e vergência para NE (Silva et alii, 1978), constituindo uma série complexa de escamas superexpostas, interpretadas por Wernick (1979) como resultante de efeito de cunha do bloco rígido do Maciço de Guaxupé, dirigindo ao sentido leste durante o Ciclo Brasileiro.

Os esforços responsáveis por esse sistema provocaram um importante encurtamento crustal, associado a *nappes de charriage* observadas nas regiões de Brasília, Cristalina, Caldas Novas e Alpinópolis.

Sistema Serra de São Domingos

Com idade também Brasileira e resultante dos mesmos esforços compressivos, que provocaram os falhamentos do sistema Minas-Goiás, desenvolveram-se falhas inversas de alto ângulo que se distribuem por toda a borda oriental da Faixa Brasília, a leste do meridiano do Distrito Federal.

As falhas desse sistema podem ser acompanhadas por centenas de quilômetros, sendo que as mais conhecidas são as falhas da Serra de São Domingos, João Pinheiro e Rio Preto. Na altura do paralelo do Distrito Federal, estas falhas sofrem inflexão pouco acentuada, possivelmente sob influência da tectônica condicionadora da Inflexão dos Pirineus. Assim, a norte do Distrito Federal apresentam traços com direção geral NNE e entre os paralelos 15°30' e 18°30' tomam direção NNW. Mais a sul desse último paralelo novamente adquirem direção NNE, para, a sul da BR-262, no extremo sul da Faixa Brasília, assumirem direção NW e tornarem-se paralelas e confundíveis com os falhamentos do sistema Serra da Canastra.

As falhas desse sistema, embora de caráter inverso, possuem ângulo maior que 45°, daí serem consideradas como de alto ângulo. É possível, porém, que aquelas mais a oeste tenham ângulo menor e características intermediárias com relação às falhas de empurrão do Sistema Minas-Goiás.

É provável que durante o estágio de estruturação e sedimentação da Bacia Bambuí na Faixa Brasília, a maior parte das falhas desse sistema tenha se comportado como falhas normais, aproveitando-se mesmo de zonas de fraqueza de falhamentos pretéritos, como parece ter ocorrido ao norte da Faixa Brasília. Prova disso é a variação na sedimentação de um lado e de outro da Falha da Serra de São Domingos (Alvarenga e Dardenne, 1978).

Sistema Goiano Transversal

Denominado por Inda (In: Barbosa et alii, 1970a), que o definiu na região a sudeste de Goiânia, é um sistema de falhamentos com direção NW que corta transversal ou mesmo ortogonalmente os eixos dos dobramentos mais freqüentes da Área, reorientando-os localmente. Provavelmente são falhas policíclicas que sofreram uma importante reativação no final do Ciclo Brasileiro, tendo se comportado ora como transcorrentes ora como de gravidade.

As mais importantes linhas desse sistema, além daquelas da Inflexão dos Pirineus, situam-se entre os maciços básicos-

ultrabásicos e na região de Goiânia-Morrinhos.

Na Inflexão dos Pirineus destacam-se dois falhamentos paralelos espaçados de cerca de 10 km um do outro, o do norte limitando a borda sul do Maciço de Barro Alto, e que nas ocorrências de chumbo de Brasília mostra ter deslocamento dextrógiro (Meneguesso – informação verbal).

Também a borda norte do Maciço de Barro Alto, como ambos os extremos do Maciço de Niquelândia, são limitados por falhamentos pertencentes ao mesmo sistema. Os segmentos entre os maciços citados, representam blocos abatidos onde está preservada uma espessura maior de metassedimentos proterozóicos.

Na região de Goiânia-Caldas Novas os falhamentos do Sistema Transversal são nitidamente regmagenéticos, sendo que entre uma falha levógira e outra dextrógira, espaçadas de até duas dezenas de quilômetros, ocorrem cunhas tectônicas com vergência para leste-sudeste, que condicionam falhas de empurrão locais e dobras do Padrão Secundário Caldas Novas.

Sistema Transbrasiliano

O sistema é responsável pelo condicionamento tectônico da Molassa de Monte do Carmo, à borda da Bacia do Maranhão, bem como pelo Graben de Água Bonita, locais onde suas falhas abateram respectivamente sedimentos eopaleozóicos e siluro-devonianos. A direção geral é próxima de N30E. Constitui-se no representante regional dos falhamentos Transbrasilianos de Schobbenhaus et alii (1975b), os quais têm significado continental. Estendem-se para norte, através da Bacia do Maranhão e da Fossa Molássica de Jaibaras até o litoral cearense. Para sul, o sistema pode ser seguido através de importantes falhas que passam pela Molassa de Piranhas, à borda nordeste da Bacia do Paraná, e mais a sul são responsáveis pelo limite retilíneo da borda noroeste da referida bacia (Fig. 12).

Os falhamentos transbrasilianos no Maciço Mediano de Goiás parecem representar localmente, e, em parte, reativações de falhamentos regmagenéticos muito antigos. No entanto, seus movimentos mais recentes e conspícuos mostram caráter normal afetando seqüências de idade até médio paleozóico.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA FAIXA BRASÍLIA E SEU EMBASAMENTO

Entendem os autores que a região da Faixa Brasília constituiu-se numa faixa crítica de grande instabilidade que sofreu sucessivas reativações, tendo se mantido como uma zona de fraqueza crustal durante todo o tempo precambriano, com superimposição de faixas orogênicas nos diferentes ciclos. A subsidência das bacias sucessivas deu-se segundo um mesmo eixo orientado submeridianamente, herdado de um primeiro importante evento tectônico de idade arqueana. As zonas de fraqueza originadas durante a evolução arqueana induziram e condicionaram as evoluções orogênicas subseqüentes. Dessa forma, o conjunto da Faixa Brasília e seu embasamento mostra uma evolução policíclica, sendo que para o seu melhor entendimento torna-se necessário reconstituí-la desde o Arqueano. Nesse sentido, procurou-se esquematizar (Fig. 3), em quadros sucessivos, como teria eventualmente evoluído a região desde os seus primórdios.

Pena (1974), já havia postulado a vigência de tectônica de placa na região durante o Proterozóico. Admitiu, porém, que o encontro de duas placas sílicas suportando bacias epicontinentais, separadas por um micro-contidente, teria ocorrido num processo de sutura evoluído entre 1.500 e 550 m.a.

O resultado final do processo teria sido a formação de duas faixas de dobramentos (Paraguai-Araguaia e Brasília) colocadas entre dois escudos (Amazônico e do São Francisco) e separadas pelo Maciço Mediano de Goiás, em simetria tectônica bilateral e polaridade centrífuga.

O modelo proposto por Pena (1974) postula, pois, colisão continental durante o Ciclo Brasileiro, enquanto no presente trabalho é sugerido colisão continental e obducção de crosta simática arqueana e uma evolução parcialmente ensimática no Ciclo Uruçuano e ensiálica durante o Ciclo Brasileiro.

Para melhor compreensão da evolução geotectônica proposta para a Faixa Brasília à luz dos conceitos recentes, os autores lembram, como o fez Kröner (1977), que existem todos os estágios transicionais entre sistemas de grabens intraplacas não-orogênicos, através de cinturões móveis ensiálicos, a cinturões de colisão, seguindo-se à separação maior ou menor das placas e fechamento do rift seja continental ou oceânico. Deste modo, procurar-se-á relatar, em estágios sucessivos, a evolução geotectônica precambriana da região.

ARQUEANO

A carência de informações concretas sobre o Protoarqueano (> 3.500 m.a.) torna meramente especulativas as considerações sobre a natureza dos fenômenos que ocorreram nesse período. As idéias mais em moda (Windley, 1976) e as observações sobre a crosta lunar, sugerem a crosta primordial constituída por uma vasta crosta oceânica simática (basáltica ou anortosítica) de pequena espessura (cerca de 50% da atual), e vigência de condições de alto fluxo calórico. Essas condições, seriam propícias ao surgimento de um ambiente de alta mobilidade (permóvel), no qual forma-se-iam inúmeras correntes de convecção no manto quente ensejando a formação de subducções locais (tipo arco de ilhas).

Por consumo e fusão da crosta simática inicial, ocorreria a diferenciação magmática e formação de magmas mais ácidos que, ao ascenderem nos arcos de ilhas, dariam início à formação de ilhas de crosta siálica (protó-continentes). O resultado desse estágio seria constituição de uma vasta crosta simática com ilhas locais de crosta siálica. Pela situação orograficamente mais elevada e em consequência de sua menor densidade, a proto-crosta siálica tenderia a ser preservada, comportando-se sempre como placa superior, prosseguindo em suas bordas a formação de subducções com consumo de placas oceânicas, onde haveria incorporação cada vez maior do material siálico proveniente do manto por magmatismo em duas etapas. O resultado seria a progressiva ampliação e espessamento da crosta siálica.

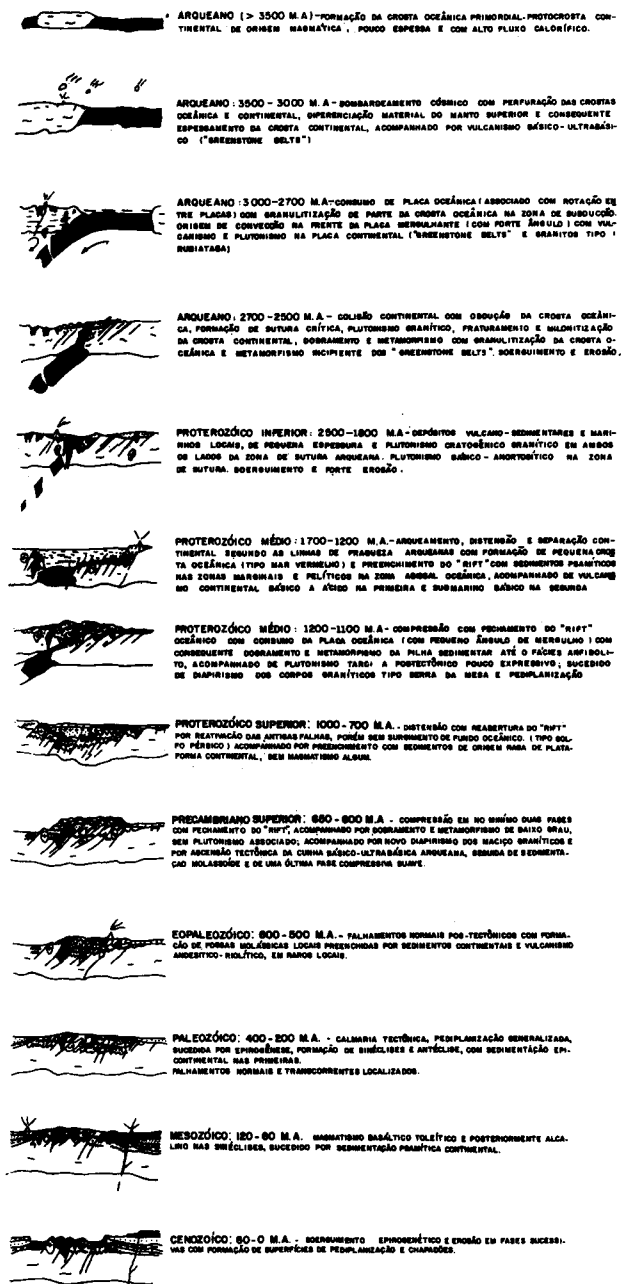
O ambiente arqueano, petrificado na geologia da lua, nos mostra através de um sem número de "marias" que o importante bombardeamento cósmico que ocorreu há cerca de 3,5-4,0 bilhões de anos, provocou a perfuração da crosta então existente e conseqüente diferenciação do material do manto acompanhado de vulcanismo. Desse bombardeamento nenhum dos planetas interiores do sistema solar parece ter escapado, e com menor razão, a Terra.

Nenhum registro fidedigno é disponível no embasamento mais antigo da região capaz de confirmar a evolução teórica acima exposta. Datasções K/Ar sobre rochas básicas dos maciços de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava forneceram valores de até 3.800 m.a. e, mais comumente, em torno de 3.000 m.a. (Souza, 1973; Matsui et alii, 1976; Girardi et alii, 1978),

o que conduziu Cordani e Hasui (in Schobbenhaus, 1975b) a considerá-los como restos da crosta oceânica primordial formada por diferenciação do manto.

Os gnáisses tonalíticos-granodioríticos do Complexo Granito-gnáissico de Goiás, que, embora polimetamórficos têm fornecido algumas idades mínimas próximas de 3.000 m.a. (Tassinari e Montalvão, 1980), representam talvez, porções de uma primeira crosta siálica derivada de magmatismo resultando do consumo da crosta simática.

FIG. 3 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA HIPOTÉTICA DA FAIXA BRASÍLIA E DE SEU EMBASAMENTO



PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

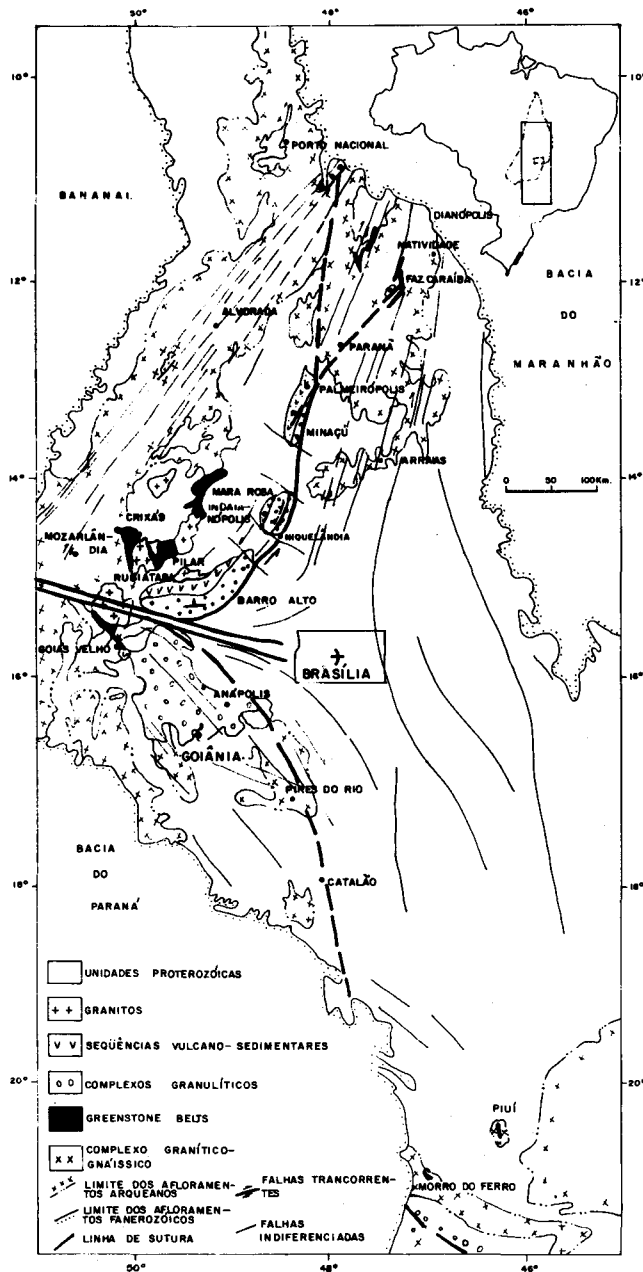


FIG.4-DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES LITOLÓGICAS E ELEMENTOS ESTRUTURAIS ARQUEANOS, DO EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA

Pode-se admitir que estes gnaisses tonalíticos teriam constituído os primeiros núcleos cratônicos estáveis, às margens dos quais instalaram-se posteriormente faixas orogênicas. A crosta sílica teria então atingido espessuras próximas das atuais.

É a partir desse estágio que as informações disponíveis da região permitem especulações mais fundamentadas.

Assim, o exame do esquema apresentado na Fig. 4, bem como os dados petrográficos, geocronológicos e estruturais, permitem enumerar os seguintes fatos:

1. Os grandes maciços básico-ultrabásicos de Goiás (Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto) dispõem-se segundo um mesmo e grande alinhamento tectônico de direção geral NNE. A sua extremidade sul, próxima à Inflexão dos Pirineus, assume direção EW. Ao longo de toda extensão apresenta mergulhos

próximos a 45°, para oeste, exceto no sul onde o mergulho é para norte. Acha-se limitado, à leste, por uma importante falha inversa, inclinada para oeste.

2. Esses maciços encontram-se metamorfizados na facies granulito e parcialmente retrometamorfizados na facies anfibólito.

3. A oeste, esses maciços básico-ultrabásicos, estão em contato por falha com rochas plutônicas gabro-anortosíticas, as quais são capeadas pelas seqüências vulcano-sedimentares (tipo Palmeirópolis, Indaianópolis e Jucelândia), todas metamorfizadas na facies anfibolítica.

4. No segmento a norte da Inflexão dos Pirineus, o Complexo granito-gnaissico é atravessado por inúmeras falhas transcorrentes, de idade pré-uruçuana, sub-paralelas à direção geral dos maciços básico-ultrabásicos e também mergulhantes para oeste.

5. Os *Greenstone-belts* conhecidos em Goiás (Almas-Natividade, Pilar-Hidrolina, Crixás e Goiás Velho), situam-se a oeste dos maciços básico-ultrabásicos, assim como os granitos de idade arqueana (Rubiataba, Hidrolina, etc...).

6. A natureza litológica e a organização estratigráfica e estrutural dos maciços básico-ultrabásicos assemelham-se às porções inferiores dos modernos aparelhos ofiolíticos, os quais são considerados como representativos de crosta oceânica.

7. Dobras com eixos verticais e falhamentos transcorrentes são encontrados no interior destes maciços. A granulitização que os afetou parece ter ocorrido concomitantemente com os movimentos transcorrentes, acerca de 2.700 m.a., à julgar pelas idades e eventos de metamorfismo granulítico encontradas em outras áreas (Cordani, 1976).

8. É consenso que os *greenstone belts* de Goiás, assim como as rochas do Complexo Granito-gnaissico que lhes são sotopostas, são de idade arqueana.

9. Os mecanismos geotectônicos responsáveis pelo processo de granulitização constituem tema ainda controverso. Duas são as hipóteses atualmente mais discutidas:

a) que o processo de granulitização seja resultante das condições metamórficas originadas durante o consumo de uma placa oceânica, na zona de subducção.

b) que o processo de granulitização tenha origem durante o estabelecimento de um sistema de falhamentos transcorrentes que afetou níveis infra-crustais.

De acordo com a primeira hipótese, teria ocorrido no Arqueano, entre 3.000 e 2.700 m.a., o consumo de uma placa simática com zona de Benioff mergulhante para oeste (Fig. 5).

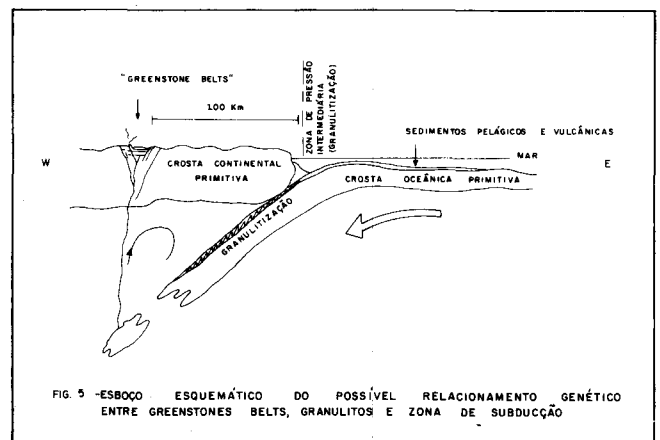


FIG.5-ESBOÇO ESQUEMÁTICO DO POSSÍVEL RELACIONAMENTO GÊNICO ENTRE GREENSTONES BELTS, GRANULITOS E ZONA DE SUBDUÇÃO

Neste caso, concomitantemente com a subducção teria também ocorrido movimento de rotação entre as placas. Isto explicaria, a um só tempo, os dobramentos com eixo vertical e os falhamentos regmagméticos direcionais geneticamente ligados entre si, como também o metamorfismo granulítico que afetou os maciços.

A granulitização teria sido favorecida pelo alto fluxo calórico característico do arqueano, e ocorrido na zona de subducção em condições de alta temperatura e pressão intermediária.

Segundo Katz (1974), os granulitos com facies de pressão intermediária seriam os equivalentes antigos das zonas de alta pressão (xistos azuis) existentes nas atuais margens continentais ativas.

A presença de faixas granulíticas tem sido considerada argumento suficiente para individualizar faixas móveis *mobile belts*. Em termos nacionais, assim o fizeram Seixas et alii (1975) e Pedreira et alii (1975), ao propor a Faixa Granulítica Atlântica da Bahia, e Almeida (1979), ao propor o Craton do Paramirim. Como sugere James (1975) para o cinturão do Limpopo, um soerguimento de 24 km deve ter ocorrido para colocar no mesmo nível estrutural granulitos de alto grau e *greenstone belts* de baixo grau. Tomando-se o mesmo critério para a área de Goiás, pode-se inferir claramente para o segmento a norte da Inflexão dos Pirineus uma faixa granulítica ao longo dos três grandes maciços básicos-ultrabásicos.

No segmento a sul da inflexão, o prolongamento da faixa granulítica torna-se menos conspícuo, em parte por estar encoberto por formações mais jovens (Fig. 4). Almeida (1979) vislumbra que a faixa granulítica de Anápolis-Itaçu estenda-se por sob os metassedimentos proterozóicos e a Bacia do Paraná, em continuidade até o Maciço de Guaxupé.

É possível que a Inflexão dos Pirineus tenha se individualizado durante esse estágio e materializaria o ponto de junção de duas placas simáticas, à exemplo do que ocorre atualmente na Cadeia Andina, entre as placas da Antártica, Nazca e Cocos (Aubouin, 1973). Nessas regiões, ocorrem as transversais de Bariloche e de Huancabamba, compactimentando os Andes em segmentos com distintas características sedimentares, tectônicas, magmáticas, e impondo importantes quebras na direção geral das estruturas (Aubouin, 1973), da mesma forma que ocorre nos limites da Inflexão dos Pirineus. Essa hipótese conduz considerar a existência, no final do Arqueano, de três placas: uma correspondente à região nordeste de Goiás, outra à região sudeste e uma terceira (siálica) correspondente à região a oeste da faixa granulítica.

Sugere-se que a gênese da maior parte dos *greenstone belts* goianos tenha ocorrido conforme o modelo sugerido por Tarney et alii (1976), Windley (1978). Adicionalmente, supõem-se uma íntima relação entre a subducção e o consumo da crosta oceânica arqueana, representada pelos grandes maciços básico-ultrabásicos granulitizados, e a formação dos *greenstone belts*. Estes, teriam se desenvolvido por sobre uma crosta siálica não mergulhante, em posição de bacia marginal (Figs. 4 e 5) atrás de um cordão vulcânico. Segundo esta concepção, os maciços básico-ultrabásicos representariam porções da crosta simática mergulhante granulitizadas durante a subducção.

O consumo da placa simática de leste teria prosseguido até a colisão de duas massas continentais, quando ocorreu a abdução da crosta simática segundo linha de sutura crítica. A colisão das duas massas continentais rígidas, teria provocado importantes falhamentos dispostos subparalelamente ao plano de sutura, e com marcante assimetria orogenética eviden-

ciada pela forte vergência estrutural segundo este plano. Esses falhamentos estariam representados pelo sistema regmagmético NE, comuns no segmento à norte da Inflexão dos Pirineus.

Fato ainda inexplicável é a aparente ausência de plutônicas ácidas e de metassedimentos pertencentes a este episódio arqueano.

Cessados os esforços compressivos, teria se consolidado, ainda que temporariamente, um único bloco cratônico, sobre o qual atuaram livremente os processos erosivos.

Acredita-se que as linhas de fraqueza surgidas nesse episódio governaram toda a evolução geotectônica subsequente da região, em tempos proterozóicos. A região de sutura crítica teria agido como eixo e centro das subsidências e sedimentações posteriormente ocorridas, como também das compressões e metamorfismos durante os ciclos Uruaçuano e Brasília.

PROTEROZÓICO INFERIOR

Os registros geológicos atribuídos ao Proterozóico Inferior no Estado de Goiás restringem-se às seqüências vulcano-sedimentares de Indaianópolis, Palmeirópolis e Jucelândia (Danni e Leonardos, 1978, 1980; Ribeiro Filho e Teixeira, 1980; Fuck e Danni, inf. verbal) encontradas a oeste dos grandes maciços básico-ultrabásicos, à Formação Ticunzal (Marini et alii, 1978), aos metassedimentos superiores do *Greenstone belt* de Goiás Velho, aos corpos graníticos estaníferos e, aos maciços gabro-anortosíticos.

Na opinião de Danni e Leonardos (1980) as seqüências vulcano-sedimentares de Indaianópolis, e por extensão as de Palmeirópolis e Jucelândia, marcam o início de formação da crosta oceânica de idade proterozóica inferior que serviu de piso para deposição de sedimentos marinhos que atualmente compõem os estágios inferiores do Grupo Serra da Mesa, à norte da Inflexão dos Pirineus. O fechamento deste oceano no Proterozóico Médio, através da subducção da crosta no sentido oeste, promoveria, na opinião destes autores, dobramento e metamorfismo na facies anfíbolito, que seriam acompanhados da obdução dos maciços básico-ultrabásicos granulitizados. Assim, neste estágio, teriam se posicionado os grandes maciços de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, bem como os inúmeros corpos de serpentinitos de tipo Alpino, encontrados sobretudo a sul da Inflexão dos Pirineus.

No estágio de subducção ter-se-ia originado arcos de ilhas a oeste da zona de consumo com sedimentação associada, que caracterizariam os níveis estruturais da evolução do Proterozóico Médio (Grupo Araxá).

Esta interpretação da Danni e Leonardos (1980) complementa a segunda alternativa enunciada anteriormente, para a faixa granulítica arqueana.

São também atribuídos ao Proterozóico Inferior os complexos gabro-anortosíticos das Serras dos Borges e Malacacheta, subjacentes às seqüências vulcano-sedimentares de Indaianópolis e de Jucelândia.

Representam complexos ígneos originalmente acamados que sofre acreção, dobramentos e metamorfismos na facies antibolito.

A leste da sutura crítica, no domínio da crosta siálica, existem restos de uma seqüência metassedimentar (Formação Ticunzal) constituída de paragneisses e xistos, freqüentemente grafitosos. Ocorre acima dos ortogneisses arqueanos e sotopostos aos quartitos do proterozóico Médio (Marini et alii, 1978).

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

Os xistos grafitosos e cloritosos da Formação Ticunzal são os hospedeiros das mineralizações de urânio tipo “veios” da região de Rio Preto-Cavalcante (Marini et alii, 1978).

A sua situação estratigráfica, constituição sedimentar, petrográfica e metalogenética, assim como o seu grau de metamorfismo, são surpreendentemente semelhantes à dos famosos depósitos de urânio tipo “veio” do Proterozóico Inferior da Austrália (Ranger, e do Canadá Rabbit Lake). Com esses, acredita-se que a Formação Ticunzal represente sedimentação de plataforma em bacia epicontinental relativamente localizada, em alta salinidade e com abundante atividade algal. Pouco resta hoje desses metassedimentos, o que pode ser devido à sua pequena espessura original, e, ou à sua remoção durante as fases de erosão que antecederam à deposição do Proterozóico Médio.

O registro deste longo período de erosão acha-se representado pela discordância sedimentar, estrutural e metamórfica com o Grupo Araí, evidenciando também a incidência de um ciclo orogénico pré-Uruçuano.

Sob o ponto de vista metalogenético os xistos da Formação Ticunzal assumem particular importância por serem hospedeiros das mineralizações de urânio tipo “veio”, como também por se constituírem nas encaixantes dos granitos e pegmatitos da província estanífera de Goiás.

No término do Proterozóico Inferior e no início do Proterozóico Médio, ocorreu um importante plutonismo granítico em ambos os lados da zona de sutura. Este originou na região central de Goiás, mais de uma dezena de corpos graníticos situados no interior de estruturas dômicas (tipo Serra da Mesa). Tratam-se de epi-granitos cratogênicos portadores de mineralizações (Sn, Ta, Be, etc...) aos quais se associam veios pegmatíticos e processos de graizenização (p. ex. Serra Branca).

As estruturas dômicas, a elas associadas enquadram-se no tipo “domo manteados” de Eskola (Barbosa et alii, 1969), e foram geradas por diapirismo granítico em vários episódios; o último deles ocorreu em tempos pós-brasilianos.

A idade destes granitos ainda não está bem definida. A sua elevada razão inicial Rb/Sr permite atribuir-lhes, por ora, apenas suas idades mínimas. Estas são da ordem de 1.450 a 1.700 m.a. (Amaral e Reis Neto, 1980), embora valores mais elevados já tenham sido referidos. Admite-se, porém, terem idade de cristalização anterior à sedimentação dos quartzitos basais do Grupo Araí.

Atribui-se também ao Proterozóico Inferior os quartzitos e conglomerados portadores de ouro, urânio, pirita detrítica (tipo *quartz-pebble conglomerate*) que ocorrem na Serra de Santa Rita, próximo a Goiás Velho.

PROTEROZÓICO MÉDIO

Após longa e generalizada fase erosiva que culminou por arrazar toda a região, teve início o processo de estruturação e sedimentação das bacias do Proterozóico Médio.

Esse processo aparentemente foi guiado pelas linhas de fraqueza já existentes, herdadas da colisão continental arqueana.

Admite-se, como hipótese, que após uma fase inicial de arqueamento, forças distensivas teriam provocado a abertura, segundo antigas linhas de falhas. Inicialmente, teria se formado um graben ensialico, onde se instalou a sedimentação continental da base do Grupo Araxá e de suas unidades homotaxiais (Natividade, Araí, Canastra, Serra da Mesa). É provável que tenham se formado, inicialmente, bacias isoladas ou uma

grande bacia com diferentes compartimentos, isto porque as unidades tidas como penecontemporâneas do Proterozóico Médio apresentam colunas estratigráficas distintas (Fuck e Marini, neste volume).

Para se compreender as diferentes seqüências estratigráficas dos Araxáides, há de se ter em mente, como lembra Trumpy (In Aubouin, 1957) que “no detalhe a subsidência não é regular nem no espaço nem no tempo”.

O sistema de falhamentos Goiano Transversal, também atuante durante a estruturação da bacia, parece ter sido o responsável pela sua compartimentação em diferentes sub-bacias (Fig. 6).

A principal sub-divisão deu-se na Inflexão dos Pirineus, à semelhança do modelo de Barbieri et alii (1974, In Asmus,

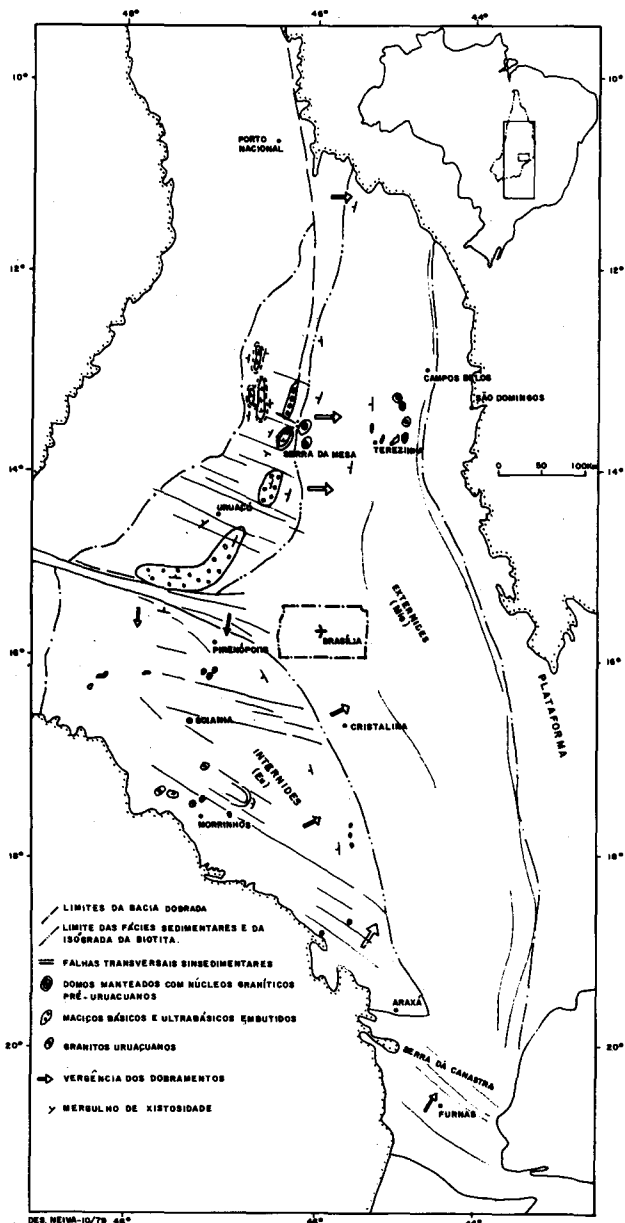


FIG. 6 - BACIA DE SEDIMENTAÇÃO DOS ARAXÁIDES COM O LIMITE DAS FACIES INTERIORES (Eu) E EXTERIORES (Mio), COM INDICAÇÃO DAS VERGÊNCIAS LOCAIS, PRINCIPAIS CORPOS MAGMÁTICOS E INFLEXÃO DOS PIRINEUS, DURANTE O PROTEROZÓICO MÉDIO

1978), modelo em que falhamentos transversais ao graben axial dividiram-no em dois segmentos com evolução sedimentar, tectônica, magmática e metamórfica distintas. Ao norte da Inflexão sedimentaram-se os grupos Serra da Mesa, Araí e Natividade, e, ao sul, os grupos Araxá e Canastra. É possível que o Grupo Natividade tenha se depositado, pelo menos inicialmente, numa bacia distinta daquela do Grupo Araí, uma vez que mostram nítidas diferenças em suas camadas basais.

A tectônica transversal parece ter sido igualmente a responsável pelo seccionamento de uma provável faixa originalmente contínua de rochas básico-ultrabásicas granulitizadas (crosta simática arqueana obductada) nos atuais maciços de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto. Esta tectônica teria ocorrido concomitantemente com a estruturação da bacia como resultado de falhamentos em tesoura, responsável pelo abatimento de blocos entre os atuais maciços. Corroborar esta hipótese o fato da maior espessura do Grupo Serra da Mesa ocorrer entre os maciços de Cana Brava e Niquelândia.

À medida em que prosseguia a abertura e aprofundamento da bacia, sedimentavam-se as formações proterozóicas "Araxaídes". Próximo ao craton acumulavam-se sedimentos psamíticos fluviais e deltáicos, representados pelas unidades inferiores dos grupos Araí, Natividade e Canastra. Acumularam-se então centenas de metros de quartzitos de facies continental, aos quais se juntaram localmente vulcânicas (basaltos, andesitos, riolitos e dacitos), como ocorre na região de Cavalcante-Terezinha-Nova Roma, no Estado de Goiás (Figs. 6 e 7).

Mais para o interior da bacia formavam-se os facies distais dos Grupos Serra da Mesa e Araxá, respectivamente nos segmentos norte e sul. Neesses dominaram os sedimentos pelíticos, depositados em ambiente marinho nerítico e localmente profundo, aos quais se intercalaram modestos derrames submarinos de vulcânicas básicas.

A julgar pela escassez de vulcânicas associadas aos "Araxaídes", a abertura do rift pouco teria ultrapassado o estágio proto-oceânico. Assim, na Faixa Uruaçuana parece ter prevalecido condições "ortogeossinclinais", em suas porções mais internas, a julgar pela intensa deformação, o elevado metamorfismo de seus metassedimentos, e, pela existência de corpos básico-ultrabásicos (tipo Morro Feio) e de graníticos intrusivos (tipo Mairipotaba).

A reduzida contribuição granítica (Fuck e Marini, neste volume) é explicada através da vigência de metamorfismo barroviano de pressão intermediária (cianita-sillimanita), o

qual raramente alcança condições necessárias à anatexia.

Para os grupos Araí e Natividade as características da sedimentação, a proveniência dos sedimentos, o magmatismo associado e o gradiente de metamorfismo e de deformação, sugerem um ambiente geotectônico marginal ensialico, tipo miogeossinclinal ou de borda de plataforma, análogo àquele que tem sido invocado para os metamorfitos do Espinhaço.

O início do fechamento do rift (Fig. 3) teria ocorrido por volta de 1.200 a 1.100 m.a. A quantidade de placa oceânica então consumida parece ter sido modesta, a ponto de gerar somente no segmento a sul dos Pirineus magmatismo básico-ultrabásico e ácido (granítico). Os esforços gerados durante o fechamento do rift, nos segmentos a sul e a norte da Inflexão dos Pirineus, imprimiram distintas vergências tectônicas. No primeiro, a vergência é para E-SE, enquanto o segundo é para NE (Fig. 6).

Uma última fase tectônica parece estar representada pelo cavalgamento da sub-placa do segmento norte por sobre a sub-placa do segmento sul, o que explicaria a forte vergência para sul dos Pirineus.

O consumo final da crosta oceânica e colisão dos continentes síalicos de leste e oeste teria ocorrido por volta de 1.100 a 1.000 m.a., sendo possível que tenha se dado em tempos algo diferentes a norte e a sul da zona transversal. Nesta ocasião formaram-se, na porção mais interna (eugeossincline) da faixa, dobras isoclinais fechadas e paragéneses mineralógicas correspondentes a facies antibolito.

A distribuição da faixa de metamorfismo mais elevado ocorre sub-paralelamente e nas vizinhanças dos grandes maciços básico-ultrabásicos, representando a porção mais interna e mais profunda do rift do Proterozóico Médio. A partir dessa região, no sentido leste, o metamorfismo e a intensidade dos dobramentos decrescem progressivamente.

A isógrada da biotita passa a leste da Serra da Mesa (Fig. 6) e marca o limite aproximado dos internídes.

De acordo com Danni e Leonardos (1980), a colisão continental teria ocorrido no final do Proterozóico Médio, quando se processou a obdução dos maciços básico-ultrabásicos, delimitando uma verdadeira zona de sutura.

Admite-se, presentemente, que a colisão continental Uruaçuana tenha ocorrido nas proximidades dos maciços básico-ultrabásicos arqueanos, ocasião em que estes teriam sofrido nova ascensão e teriam se embutidos tectonicamente nos

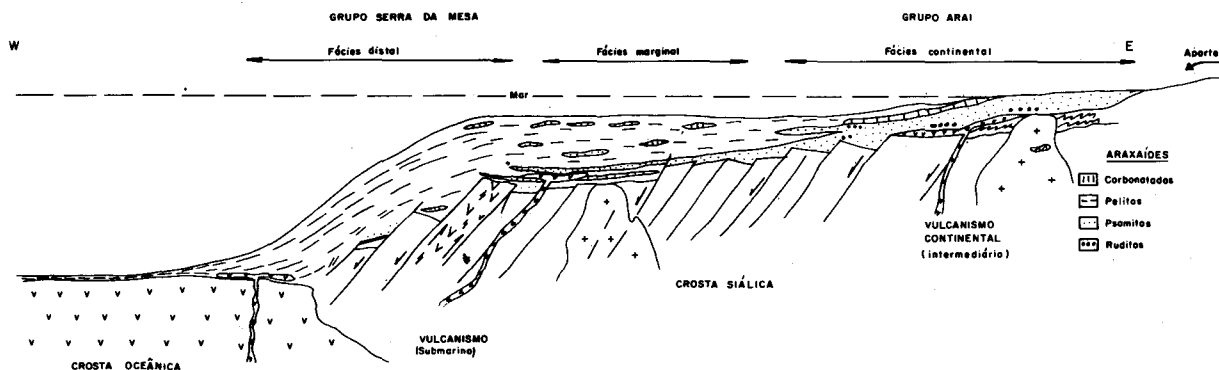


FIG. 7 - PROVÁVEL SITUAÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DURANTE A SEDIMENTAÇÃO ARAXAÍDES

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

xistos Araxáides.

Como resultado de movimentos diapíricos ocorridos no final da orogênese uruaçuana, teriam ascendido os granitos estaníferos do embasamento “pré-araxáides”. Deu-se então o primeiro estágio de estruturação dos atuais domos e braqui-anticlinais tipo Serra da Mesa e Serra Dourada.

A evolução do segmento a sul da Inflexão dos Pirineus acha-se ainda pouco entendida. Dificulta sobremaneira o seu entendimento, tanto o fato da faixa ter toda a sua metade leste recoberta por unidades mais jovens, como por ter sido a sua metade oeste intensamente envolvida pela orogênese brasileira. Também a existência de uma série de pequenos corpos graníticos intrusivos nos xistos Araxá, porém de idade radiométrica mais jovem do que a orogênese uruaçuana (Fuck e Marini, neste volume), é fato conflitante que não se ajusta adequadamente aos modelos até o momento propostos. Não se pode mesmo excluir a hipótese de que o segmento sul tenha tido “in totum” uma evolução brasileira, comum tanto aos grupos Araxá e Canastra, como ao Grupo Bambuí e à Formação Ibiá.

Como fecho do Ciclo Uruaçuano, após terem cessado os esforços tectônicos, a cadeia de montanhas edificada foi submetida a intensa gliptogênese que acabou por reduzir a região novamente à peneplanície.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

Pouco tempo parece ter durado a estabilidade tectônica na região, tendo se iniciado, nos primórdios do Proterozóico Superior, a estruturação de uma nova bacia onde iria se sedimentar o Grupo Paranoá.

A distribuição dos metassedimentos tidos como pertencentes ao Grupo Paranoá (Fig. 8), parece estar limitada ao segmento da Faixa Brasília ao norte da Inflexão dos Pirineus. Estes metassedimentos talvez estejam mais intimamente associados ao Grupo Araí do que ao Grupo Bambuí como usualmente se considera, tendo-se por vezes dificuldade em distingui-los em vista da semelhança tectônica e metamórfica. Por esta razão, grande parte dos metassedimentos considerados como pertencentes à Formação Traíras do Grupo Araí (Barbosa et alii, 1969), foi recentemente atribuída ao Grupo Bambuí (Cavalcante e Alves, 1979). Os presentes autores entendem que grande parte desses metassedimentos pertencem ao Grupo Paranoá.

Duas são as fácies sedimentares do Grupo Paranoá (Fig. 8): uma psamítica, a leste, distribuindo-se da região de Alto Paraíso – São João da Aliança – Brasília, até o vale do Rio Maranhão (Tocantins); outra carbonatada, a oeste, prolongando o referido rio.

A fácies psamítica representa sedimentação continental e de borda do continente (fluvial e deltaíca) e suas litologias exibem metamorfismo extremamente baixo e dobramentos suaves. A fácies carbonatada representa, em grande parte, sedimentação marinha, litorânea. Exibe dobramentos isoclinais com forte vergência para leste e metamorfismo do fácies xisto verde, com nítido decréscimo em direção ao Craton do São Francisco.

Novamente, como no caso dos metassedimentos do Proterozóico Médio, que lhe são sotopostos, o eixo principal de metamorfismo e deformação situou-se entre o Rio Tocantins e os grandes maciços básico-ultrabásicos, a isógrada da biotita margeando, a oeste, o grande rio (Fig. 8).

É possível que originalmente a bacia do Grupo Paranoá, onde se depositaram cerca de 2.500 m de sedimentos, tenha

se estendido bem mais para oeste, por sobre o Maciço Mediano Goiano. Contudo, a grande falha de empurrão, que coloca o Grupo Serra da Mesa por sobre a fácies carbonatada, trunca tectonicamente a parte ocidental da bacia.

As características dos sedimentos do Grupo Paranoá, aliadas à ausência de rochas ígneas associadas, depõem por uma evolução em condições ensiálicas, semelhantes às faixas dobradas cratônicas tipo miogeossinclinal.

No estado atual dos conhecimentos, ainda não se pode precisar se os dobramentos e metamorfismo que afetaram o Grupo Paranoá se deram anteriormente ao Ciclo Brasileiro ou se resultaram das fases precoces desse ciclo.

É evidente, porém, que zonas antigas de fraqueza, por se constituírem em anisotropias mecânicas, condicionaram os deslocamentos ensiálicos do Ciclo Brasileiro, fazendo com que as deformações do novo ciclo praticamente decalcassem as deformações uruaçuanas: mesmas direções, mesmo eixo,

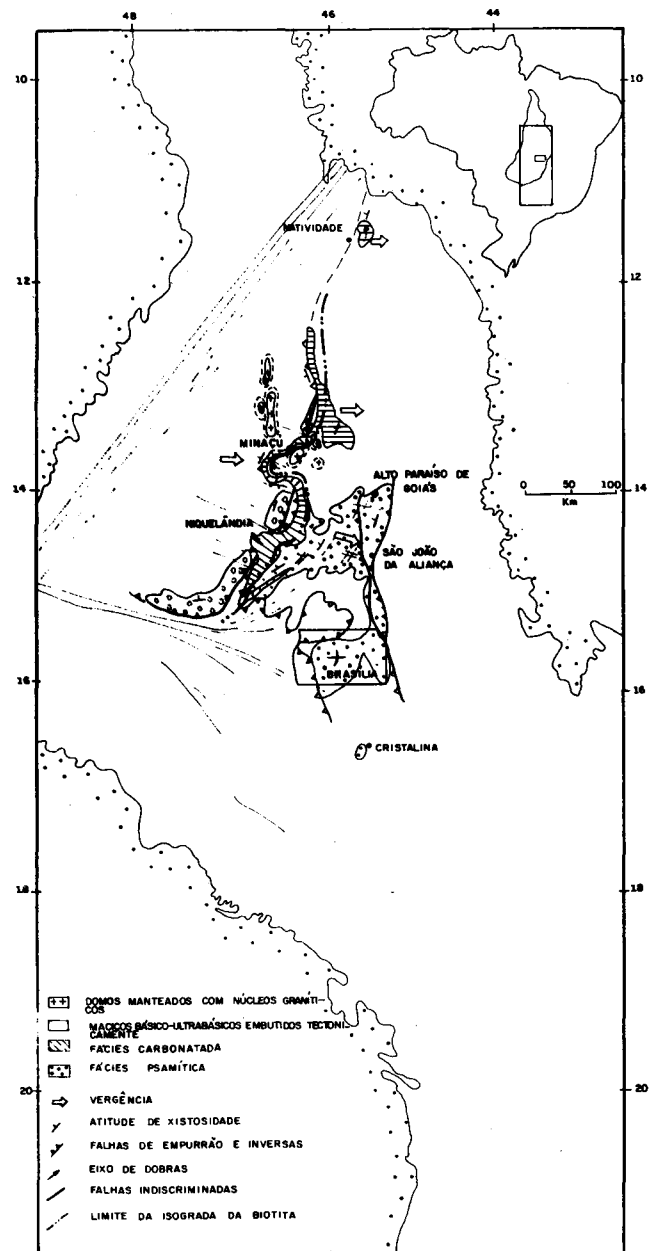


FIG 8 - DISTRIBUIÇÃO DO GRUPO PARANOÁ E DE SEUS FÁCIES SEDIMENTARES E PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS

mesma polaridade.

Após uma primeira fase tectônica rígida e, talvez, de dobramento, que atingiu os metassedimentos do Grupo Paranoá e a um período de estabilidade tectônica e erosão, passaram a atuar na região novamente esforços tensionais com vetores para leste e oeste. Como consequência, teve o início a estruturação de uma nova bacia através da reativação, em parte, das linhas de falhas pré-existentes.

Iniciou-se, então, a sedimentação do Grupo Bambuí, em condições de clima glacial, tanto na Faixa Brasília como sobre o domínio do Craton do São Francisco, quando se depositaram os paraconglomerados basais (tilito Samburá, Jequitaiá, Bebedouro, Topázio, Nova Roma, Padre Bernardo, Boca da Lapa e Campos Belos) (Fig. 9). Esse evento glacial é um marco isócrono do início da sedimentação do Grupo Bambuí.

Como consequência da tectônica tafrogenética, enquanto se estruturava a Bacia Bambuí da Faixa Brasília, também no interior do Craton do São Francisco individualizaram-se zonas de maior subsidência separadas por altos estruturais sobre um substrato síalico.

O limite leste da zona mais subsidente da bacia (Faixa Brasília) fez-se por falhas escalonadas. Enquanto na zona de maior subsidência depositaram-se mais de 2.000 m de sedimentos, como na Serra de São Domingos (Alvarenga e Dardenne, 1978), a leste, sobre o craton, como na região de Januária, o pacote de sedimentos Bambuí reduz-se acerca de 400 m. Isto prova que o sistema de falhas escalonadas mantém-se ativo durante a sedimentação.

À medida que prosseguia a subsidência, ocorria o preenchimento da bacia com sedimentação de água rasa de plataforma continental. Acumularam-se, então, espessuras variáveis, mas modestas, de sedimentos em sub-bacias longitudinais, limitadas por blocos altos, resultado de uma complexa estruturação interna da Faixa Brasília.

O relevo na área fonte dos sedimentos (continente) parece ter sido suave, em vista do pequeno fornecimento de clásticos grosseiros e da abundância de rochas carbonatadas (Fig. 11).

No vale do Paranoá, ao norte do Distrito Federal, o pacote de sedimentos acumulados é menor, e a deformação e metamorfismo menos acentuados em relação à faixa de Vazante-Paracatu. Essa distribuição pode ser o reflexo da Inflexão dos Pirineus, durante o Ciclo Brasileiro. A faixa Vazante-Paracatu pode, assim, corresponder a uma borda de bacia com acentuada subsidência localizada, comprovada pela espessura superior a 2.500 m da Formação Vazante (Dardenne, 1978).

A Formação Três Marias, constituída de siltitos e arcósios, dispõe-se em concordância aparente sobre os sedimentos argilo-carbonatados do sub-Grupo Paraopeba. Tal como as unidades anteriores, mostra igualmente importantes variações de espessura (250 m em Três Maria; 1000 m da Serra de São Domingos). São sedimentos continentais a costeiros, espalhados também por sobre amplas áreas do Craton do São Francisco.

Todos os sedimentos do Grupo Bambuí possuem características de deposição em bacia epicontinental que cobriu a área da Faixa Brasília e do Craton do São Francisco. Por outro lado, é possível correlacionar esse conjunto sedimentar com as seqüências descritas na Faixa Paraguai-Araguaia, sob a denominação de Alto Paraguai, Corumbá e Araras. Dessa forma, é sugerida a existência de duas bacias grosseiramente simétricas no Brasil Central, durante o Proterozóico Superior, cujas zonas mais subsidentes margeavam o maciço mediano (Fig. 10). É provável mesmo que as sedimentações se ligassem, através de um pacote sedimentar pouco espesso, por sobre o referido maciço.

Ainda não se tem elementos totalmente confiáveis que permitem datar a idade de sedimentação do Grupo Bambuí. Para Moeri (1972) e Dardenne e Cloud (1973), ela teria iniciado há cerca de 950 m.a. na região de Vazante; enquanto os dados obtidos sobre ílitos e estromatólitos nos sedimentos horizontalizados indicam idades da ordem de 650 m.a. (Amaral, 1968; Cordani et alii, 1968; Marchese, 1974; Bonhomme, 1976).

Persistem, porém, tanto na Faixa Brasília como na Faixa Paraguai-Araguaia, dúvidas quanto a ocorrência de dois ou somente um período glacial. É que tanto lá como aqui identificou-se "ílitos" em seqüências intensamente dobradas e

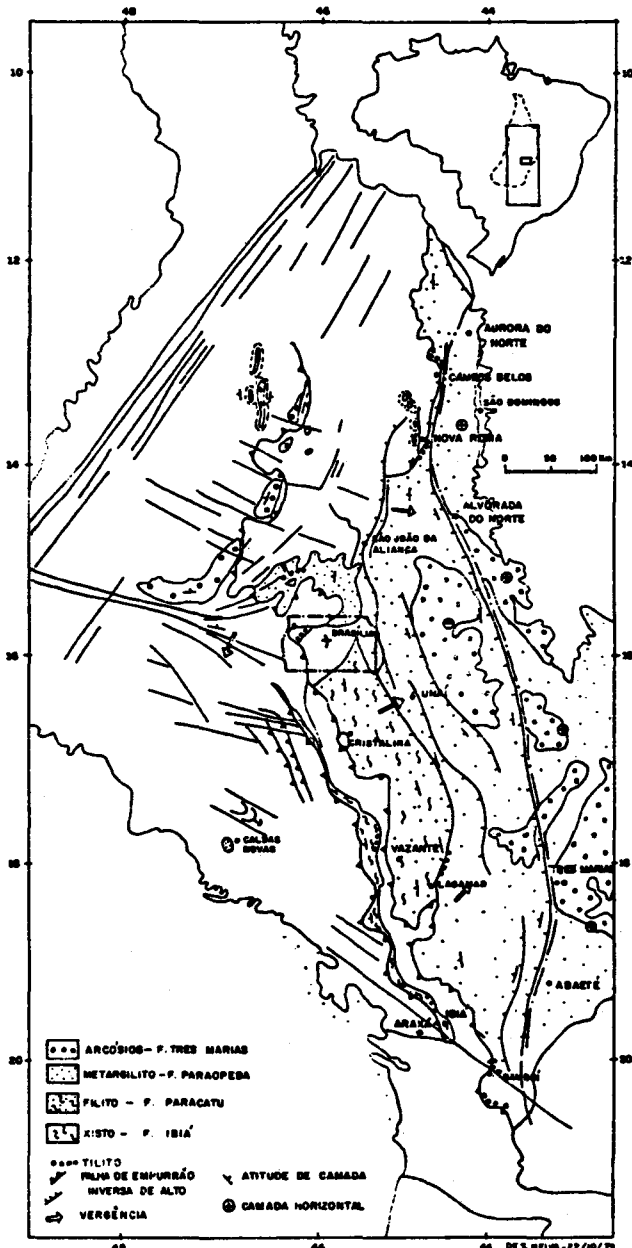
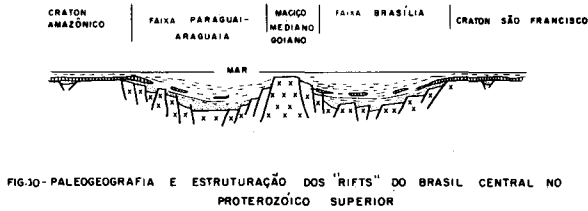


FIG. 9-DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS FACIES PETROGRÁFICAS DO GRUPO BAMBUÍ NA FAIXA BRASÍLIA E DE SEUS ELEMENTOS TECTÔNICOS PRINCIPAIS

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA



bastante metamorfizadas (Tilitos Jangada e Ibiá), para muitos tidos como pertencentes a evoluções orogenéticas pré-brasilia- nas, como também "tilitos" indubitavelmente da base da sedimentação brasileira (Pugas, Topázio, Jequitai, etc.). As características descritas por Milanosky (1978) para os rifts intracontinentais são encontrados, em quase sua totalidade, na Faixa Brasília: grandes falhas retilíneas subparalelas e escalonadas; mergulho das falhas entre 60–65°, podendo o rejeito de cada falha individual exceder a 1.000m; alternância de vários blocos lineares e longos, separados por falhas lineares subparalelas; falhas subparalelas às estruturas tectônicas do substrato, a maior parte sendo herança de antigas zonas de fraqueza.

No final do Proterozóico Superior inverteu-se o sentido dos esforços atuantes na região, iniciando-se a compressão da Faixa Brasília. Nesta ocasião é provável que grande parte das linhas de falhas que tinham atuando como falhas normais tenham invertido o sentido de deslocamento de seus blocos e passado a atuar então como falhas inversas ou mesmo de empurrão. Os esforços compressivos, orientados de oeste para leste, amarrotaram intensamente os sedimentos da faixa mais subsidente da bacia ao longo do Maciço Mediano Goiano, comprimindo-os em direção às áreas menos subsidentes e mais estáveis (Craton do São Francisco).

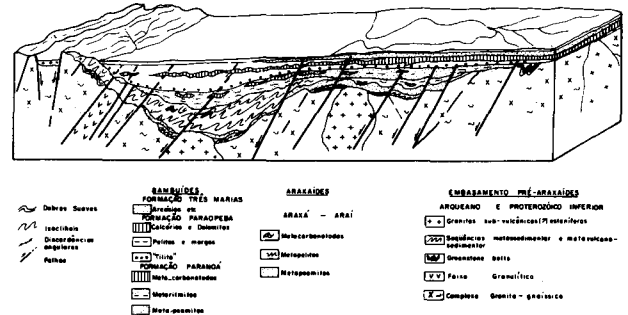
Dessa maneira, o controle tectônico sobre a paleogeografia da Bacia Bambuí, na Faixa Brasília, condicionou a intensidade da deformação durante a evolução do Ciclo Brasileiro. Enquanto na parte leste, as camadas mantêm-se horizontalizadas (Camadas Gerais de Freyberg, 1932), em direção a oeste, as camadas tornam-se progressivamente mais deformadas (Ruellan, 1952), evidenciando uma zonação tectônica (Costa e Angeiras, 1979; Dardenne, 1978). Essas zonas são limitadas por falhas inversas, com vergência para leste, que provocaram a movimentação do embasamento em blocos rígidos (tectônica de fundo), enquanto a cobertura se dobrava plasticamente (tectônica de cobertura).

Nas áreas mais subsidentes os sedimentos sofreram esforços compressivos mais intensos e temperatura mais elevada. Como consequência, foram intensamente dobrados e metamorfizados. Mesmo nessas áreas, o metamorfismo não passou da facies xisto verde, como na zona de Paracatu-Vazante, onde a deformação causou dobramentos lineares holomórfico, em isoclinais fechadas com forte vergência para leste.

A cobertura sedimentar, ao ser comprimida a partir da cunha central (maciço mediano), despregou-se do embasamento rígido em direção ao craton.

O encurtamento do embasamento deu-se rigidamente através de falhas inversas e de cavalgamentos. Nas porções mais subsidentes da bacia e mesmo atingindo metassedimentos tidos como pertencentes a seu embasamento (Grupo Araxá) desenvolveram-se, nessa ocasião, importantes falhamentos de empurrão, fazendo com que as unidades inferiores do Grupo Bambuí (e mesmo as sotopostas) cavalgassem por longas distâncias sobre as unidades superiores).

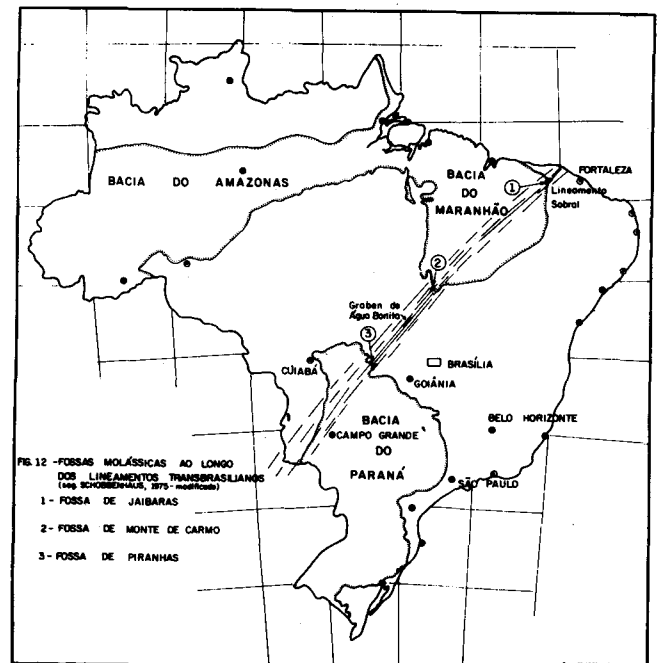
Esses cavalgamentos e nappes constituem fortes evidências, no segmento a sul da Inflexão dos Pirineus, favoráveis ao enquadramento dos grupos Bambuí, Canastra e Araxá em evolução contínua de um único ciclo orogenético, caracterizado por várias fases de deformação e metamorfismo que se deslocam no espaço e no tempo de oeste para leste, em direção ao Craton do São Francisco, conforme as idéias avançadas anterior-



mente por Costa et alii (1971, Costa e Angeiras (1971) e Campos Neto (1979). Essas considerações levam à possibilidade de que pelo menos parte dos metamorfitos tradicionalmente atribuídos ao Grupo Araxá correspondam, na realidade, à zona mais interna da Faixa Brasília.

Ao norte da Inflexão dos Pirineus, a deformação e o metamorfismo desenvolvidos sobre os metassedimentos Bambuí foram menos intensos, sem atingir o nível daqueles da Faixa Paracatu-Vazante.

Também durante o Ciclo Brasileiro a região dos Pirineus teve um comportamento anômalo com relação ao restante da bacia, embora menos nítido e acentuado do que nos ciclos orogenéticos anteriores. Pouco resta nesta região de metassedimentos brasileiros preservados, porém, é perceptível a sua adaptação às linhas tectônicas transversais aí existentes. Admite-se que tenha ocorrido uma reativação das principais



linhas de fraqueza pré-existentes, as quais desenvolveram falhamentos e dobramentos nas coberturas brasileiras, conforme demonstrado por Araújo Filho (1978-1980).

A idade brasileira das blastomilonitos da Falha Minaçu, a leste do Maciço de Cana Brava, evidencia uma reativação com nova ascensão dessa cunha rígida durante a orogênese brasileira, responsável pelo atual posicionamento dos grandes maciços básico-ultrabásicos de Goiás.

Também os domos com núcleos de granitos estaníferos exigem arqueamentos da cobertura brasileira, frutos de movimentos diapíricos atribuíveis ao final do Ciclo Brasileiro (Marini et alii, 1977).

EOPALEOZÓICO

Até recentemente não eram conhecidas seqüências vulcano-sedimentares eopaleozóicas no domínio da Faixa Brasília, que pudessem ser atribuíveis a molassas brasileiras, à semelhança daquelas abundantes no sul do País.

A seqüência descoberta na região de Monte do Carmo (Costa et alii 1976) em tudo se assemelha a molassas. Caracteriza-se por sedimentos e vulcânicos continentais de post-fossa da Faixa Brasília, preservados em blocos limitados por falhas profundas, através das quais ascenderam vulcânicas ácidas e intermediárias. Representam assim as últimas manifestações do fecho da orogenia brasileira na área.

Barbosa et alii (1973), in Schobbenhaus et alii (1975b) chamaram atenção para o fato de que os depósitos de Monte do Carmo, como aqueles de Jaibaras, no Ceará, acham-se condicionados pelos lineamentos Transbrasilianos, os mesmos que delimitaram o Graben de Água Bonita (Fig. 12).

PALEOZÓICO

Embora fuja ao escopo deste trabalho, o estudo da evolução fanerozóica da região, faremos uma breve síntese desta era com o intuito único de fechar o quadro evolutivo.

Com a cratonização da Faixa Brasília, no Eopaleozóico, a região passou a assistir a um longo período, que ainda perdura, de calma tectônica, em que vem se comportando como uma plataforma estável.

Após a formação das bacias molássicas, do Eopaleozóico ao Siluriano, o Brasil Central esteve submetido a movimentos epirogenéticos positivos e, conseqüentemente, a intenso processo gliptogenético. Essa longa fase erosiva culminou por eliminar as cadeias de montanhas pré-existentes e reduzir a região, e talvez todo o território brasileiro, a uma vasta penplanície, onde os maiores relevos possivelmente não passavam de poucas centenas de metros.

Sobre essa superfície arrasada, como conseqüência ainda de movimentos epirogenéticos de larga escala, teve início a estruturação das grandes sinéclises e antécises paleozóicas, na região representadas pelas Bacias do Maranhão e Paraná. À medida que as bacias se aprofundavam, iam sendo preenchidas por sedimentação epicontinental. Sucederam-se então várias transgressões e regressões, inicialmente dominando a sedimentação marinha e, no final, deposição continental.

É provável que grande parte da região da Faixa Brasília e do Maciço Mediano tenha sido então coberta por sedimentos paleozóicos, embora poucos registros deles hoje se possuam nessas áreas. Pelo menos de uma ligação entre as bacias do Maranhão e do Paraná, através da mesopotâmia Tocantins-Araguaia, tem-se provas nos sedimentos preservados no Graben de Água Bonita, feição que evidencia também a vigência local, na região dos Lineamentos Transbrasilianos de falha-

mentos normais e transcorrentes ativos no paleo-mesozóico. É provável mesmo que reativações cenozóicas destes lineamentos tenham condicionado a estruturação da Bacia do Bananal, como já sugeriram Barbosa et alii (1969).

MESOZÓICO

Durante o Mesozóico, com início por volta de 130 m.a., a região assistiu a um espetacular vulcanismo continental. Através de longas fissuras extravasaram então enormes quantidades de basalto toleítico, especialmente nas áreas ocupadas pelas bacias paleo-mesozóicas. O embasamento precambriano hoje exposto entre as duas grandes bacias da região mostra também ter sido atingido, embora de maneira bem menos intensa, pelo vulcanismo fissural, uma vez que não são raros, especialmente nas proximidades das sinéclises, diques de diabásios cretácicos.

No final do Cretáceo, especialmente às bordas da Bacia do Paraná, sucedeu-se um novo vulcanismo continental, de natureza alcalina e/ou ultrabásica-alcalina e de erupção central, hoje representado por suas porções sub-vulcânicas. Ao se introduzirem nos metassedimentos da borda da bacia e mesmo nos seus sedimentos, esses corpos os arquearam, originando estruturas dômicas locais, das quais são magníficos exemplos os domos de Patrocínio, Tapira e Catalão, entre outros.

CENOZÓICO

A evolução cenozóica da região é pobre de representantes sedimentares, visto que dominaram nessa era os movimentos epirogenéticos positivos que originaram em fases sucessivas, pelo menos duas superfícies de pediplanização. Os pediplanos, hoje soerguidos, exibem-se nos inúmeros chapadões e tabuleiros característicos do Brasil Central.

A retomada dos processos morfogenéticos, como conseqüência do soerguimento do pediplano Pliopleistocênico, possibilitou um forte dissecamento das superfícies de cimeira, de forma que hoje a retomada da erosão modela, abaixo delas e guiado pelas linhas estruturais brasileiras, os principais vales da região.

Novamente o eixo principal das deformações arqueanas e proterozóicas atua como centro do relevo mais negativo da região (Rio Tocantins), quiçá precursor de uma futura bacia de sedimentação.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. — 1967 — *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*, Rio de Janeiro, DNP, DGM, 241, 36 p.
- ALMEIDA F.F.M. — 1968 — Evolução Tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Acad. Brasil. Ciências*, 40 (suplemento): 285-295, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA F.F.M. — 1971 — Geochronological Division of the Precambrian of South America, *R. Brasil Geoc.*, 1(1): 13-21, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. — 1979 — O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. I Simpósio sobre a geologia do Craton do São Francisco e de suas faixas marginais (*Resumo*). Soc. Brasil. Geol. Núcleo da Bahia, Salvador (inédito).
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y e BRITO NEVES, B.B. — 1976 — The upper Precambrian of South America., *B. Inst. Geo. USP*, (7): 45-80, São Paulo.
- AMARAL, S.E. do e REIS NETO, J.M. dos — 1980 — Geocronologia dos granitos da região centro-oeste — Seminários Gerais — USP, *Inst. Geociências, Depto. Geologia Geral*, São Paulo (inédito).
- ANGEIRAS, A.G. — 1968 — A faixa de serpentinitos da região central de Goiás. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, 40 (suplemento): 129-136, Rio de Janeiro.

- AUBOUIN, J. – 1959 – A Propos d'un Centenaire: Les Aventures de la Notion de Géosynclinal. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, II, Fasc. 3: 135-188, Paris.
- AUBOUIN, J. – 1973 – Présentation de la Cordillère des Andes. *Rev. Géographie Physique et Géologie Dynamique*. XV, Fasc. 12: 5-10, Paris.
- ALVARENGA, C.J. e DARDENNE, M.A. – 1978 – Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos. *Anais 30º Congr. Bras. Geol.*, 2: 546-556, Recife.
- ALVES, A.C. e ARAÚJO, V.A. de – 1979 – *Projeto Cana Brava-Porto Real* Relatório Final, Vol. 1, CPRM, Goiânia (inédito).
- ARAÚJO FILHO, J.O. – 1978 – The geology of Pirenópolis-Corumbá de Goiás, central Brazil: a contribution. 6 *Geowiss. Lateinamer. Koll. Stuttgart, Kurzfassungen*, p. 7-8.
- ARAÚJO FILHO, J.O. – 1980 – Geology of the Pirineus mega-inflexion, Goiás, Brazil, 7º *Geowiss. Lateinamer. Koll. Heidelberg*, nov. (submetido).
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., DYER, R.C. BRAUN, O.P.G. e COTTA, J.C. – 1969 – *Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 225 p. (inédito).
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., DYER, R.C., BRAUN, O.P.G., FRATTIN, H. e MENEGUETTO, G. – 1976 – *Projeto Goiânia*. Relatório preliminar. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 75 p. (inédito).
- ÇARMO ET ALII. – 1977 – *Geofísica terrestre no centro-oeste do Brasil*. Conv. Brasil/Canadá, Rel. 02, Fase Brasileira. DNPM, Goiânia (inédito).
- CORDANI, U.G. e IYER, S.S. – 1976 – Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis na folha Slavador, Sd. 24. In: Pedreira, A.S.C.L. et alii, *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folha Salvador, Sd. 24*, DNPM, 127 p., Brasília.
- COSTA, L.A.M. e ANGEIRAS, A.G. – 1971 – Geosynclinal Evolution in the Epi-Baykalian Plataforma of Central Brasil. *Geol. Rundschau*, 60 (2): 1024-1050, Stuttgart.
- DANNI, J.C.M. e LEONARDOS, O.H. – 1980 – Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia complex, Brazil, 26º Congr. Geol. Int., *Abstracts*, V. 1, p. 35, Paris.
- DRAKE Jr., A.A. – 1980 – The Serra de Caldas Window, *Geol. Surv. Prof. Paper* 1119: 1-11, Washington.
- GIRARDI, A.A.V., KAWASHITA, K., BASEI, M.A.S. e CORDANI, U.G. – 1978 – Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos, In: *Anais 30º Congr. Bras. Geol.*, 1: 337-348, Recife.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. – 1970 – Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro, *Bol. Bras. Geol.*, 19(1): 5-26, São Paulo.
- HASUI, Y., TASSINARI, C.C.A., SIGA junior, O., TEIXEIRA, W., ALMEIDA, F.F.M. de, e KAWASHITA, U. – 1980 → Datações Rb/Sr e K/Ar do Centro-norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico, In: *Anais do 31º Congr. Brasil. Geol.*, 5: 2659-2678, Camboriú.
- JAMES, P.R. – 1975 – A deformation study across the northern margin of the Limpopo belt. *Rev. Inst. Afr. Geol.*, Univ. Leeds, A Rep. 19:66-67, Leeds.
- KATZ, M.B. – 1974 – Paired Metamorphic Belts in Precambrian Granulite Rocks in Gondwana-land. *Geology*, 2 (5): 237-241.
- KRONER, A.A. – 1976 – Precambrian Mobile Belts of Southern and Eastern Africa – Ancient Sutures or sites of Ensisial Mobility? A Case for Crustal Evolution Towards Plate Tectonics; In: M.W. Mc Elchimy (editor), *The Past Distribution of Continents. Tectonophysics*, 40: 101-135.
- KRONER, A. – 1979a. – *Precambrian crustal evolution in the light of plate tectonics and the mandation theory*. In: W.S. M. van der Linden Ed., *Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony* – *Geol. Mijnbouw*. 58: 231-240.
- KRONER, A. – 1979a. – Pan-African Mobile Belts as Evidence for a Transitional Tectonic Regime from Intraplate Orogeny to Plate Margin Orogeny. In: *Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield* (A. Al-Shauti, ed), Vol. 1, Pergamon Press, Oxford.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. e TEIXEIRA, N.A. – 1978a – Dobramentos de borda oeste do Craton do São Francisco. In: *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, SBG – Núcleo da Bahia, Publ. Especial nº 3: 155-193.
- MATSUI, K., GIRARDI, V.A.V., BASEI, M.A.S. e HASUI, Y. – 1976 – Idades K-Ar no Complexo Básico-Ultrabásico de Can Brava, Goiás. In: *Anais 29º Congr. Bras. de Geol.*, 4: 279-288, Ouro Preto.
- PENA, G.S. – 1974 – Geologia da área do Projeto Goiânia II, sudoeste de Goiás. In: *Anais 28º Congr. Bras. Geol.* 37-50, Porto Alegre.
- PENA, G.S., PEREIRA, A.D.C., TAKAHASHI, A.T., OGUINO, K., FERREIRA NETO, M.H. e ARAÚJO, V.A. – 1975 – *Projeto Goiânia II*. Relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 5v., (inédito).
- PEDREIRA, A.J. et alii. – 1975 – *Projeto Bahia*. Relatório final. Salvador, DNPM/CPRM, 5v. (inédito).
- SCHOBENHAUS FP, C., RIBEIRO, K., RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A., TAKANO-HASHI, J.T., LINDEMAYER, Z.G., VASCONCELOS, J.B., ORLANDI, V. – 1975a – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiás (SD.22)*. Brasília, DNPM, 114b.
- SCHOBENHAUS FP, C., RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A., TAKANO-HASHI, J.T. – 1975b – *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Tocantins (SC-22)*. Brasília, DNPM, 57 p.
- SEIXAS, S.R.M. et alii – 1975 – *Projeto Bahia II*; Geologia das folhas de Itaberaba e Serrinha. Relatório final. Salvador. DNPM/CPRM, 6v. (inédito).
- SILVA, J.N., SEIXAS, S.R.M., PIMENTEL, G.B. e COUTINHO, M.G.N. – 1978 – *Projeto Mantiqueira* – Furnas. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 7v. (inédito).
- SOUZA, A. – 1973 – Geologia e Geocronologia do Complexo de Barro Alto, Goiás. *Tese de Doutorado*. F.F.C.L. Rio Claro, 105 p. Rio Claro (inédito).
- TARNEY, J., L.W.D. DALZIEL e M.J. de WIT. – 1976 – Marginal Basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: A Model for Archean Greenstone Belts Formation; In: *The Early History of the Earth*; B.F. Windley Ed. 131-146, Joush Wiley e Sons, London.
- TASSINARI, C.C.G. e MONTALVÃO, R.M.G. de – 1980 – Estudo Geocronológico do "Greenstone Belts" Crixás; In: *Anais 31º Congr. Brasil. Geol.*, 5: 2752-2759. Camboriú.
- WERNICK, E. – 1979 – Contribuição à geologia da borda sul do Craton do São Francisco; In: *Simpósio sobre a Geologia do Craton do São Francisco e de suas Faixas Marginais (Resumos)*. SBG. Núcleo da Bahia. Salvador.
- WINDLEY, B.F. – 1977 – *The Evolving Continents*. Wiley Ed. New York. N.Y., 385 p.

SÍNTESE GEOQUÍMICA DE PARTE DO MACIÇO MEDIANO DE GOIÁS

Raymundo José Portella Brim
DNPM – Brasília

Um levantamento geoquímico, a nível de reconhecimento regional, realizado no Centro-Oeste do Brasil, sobre grande parte das bacias hidrográficas dos rios Araguaia e Tocantins (216.700 km², entre os paralelos 5°00' e 16°00' e os meridianos 48°00' e 51°00') originou uma enorme quantidade de amostras – aproximadamente 13.200 – de sedimento ativo de corrente.

Para facilitar os trabalhos de campo e a interpretação dos dados a área foi dividida em três blocos. Nos blocos norte (5°00' a 8°00') e central (8°00' a 12°00') foi aplicada uma densidade de amostragem equivalente a 1 amostra/25 km²; já no bloco sul (12°00' a 16°00') a densidade de amostragem foi aproximadamente 1 amostra/10 km².

A fração granulométrica – 80 mesh de todas as amostras foi analisada sistematicamente para cobre, chumbo, zinco, níquel, cobalto, cromo, ferro e manganês, por espectrofotometria de absorção atômica, após abertura pela água régia 4:1.

Desta forma, as 8.000 amostras coletadas no bloco sul geraram aproximadamente 64.000 dados analíticos, que foram processados eletronicamente em diversas maneiras. Uma das técnicas utilizadas e os seus resultados são o tema apresentado no Simpósio sobre o Craton do São Francisco, que por certo fornecerá valiosa colaboração aos investigadores deste elemento tectônico.

Os dados analíticos foram submetidos ao programa denominado URSTAT (Uranium Research Program Statistics) desenvolvido pelo Geological Survey of Canadá para apoio ao intenso e amplo programa de pesquisa de urânio realizado recentemente no Canadá.

Este programa fornece como produto final um resumo completo dos parâmetros estatísticos básicos, naturais e logo transformados para cada elemento analisado e os valores correspondentes a diversos percentís, considerando a frequência acumulada de todos os dados. Estes percentís, relacionados à litologia predominante na bacia de drenagem de cada amostra coletada, permitem o estabelecimento de uma tabela sumarizando todas as amostras cujas magnitudes são superiores ao valor definido pelo percentil 90 para cada elemento: ou seja, as amostras anômalas em relação ao teor normal do elemento, na litologia presente na bacia amostrada.

Paralelamente, a técnica da média móvel (com células de 2 km de lado) foi aplicada nos dados deste bloco sul e os resultados foram correlacionados aos valores definidos após se considerar os diversos percentís da distribuição de cada elemento, abstraindo-se, desta vez, a informação sobre litologia correspondente a cada amostra.

Esta informação, alimentando o Applicon Colour System de plotação eletrônica de dados, recentemente implantado do Geological Survey of Canadá, fornece como produto final, mapas coloridos da distribuição geoquímica regional para cada elemento, ou combinação de elementos.

Diferentes cores identificam os diversos percentís; como as cores mais fortes (por exemplo, marrom médio e marrom escuro) são reservadas para os valores em ppm, identificadores

dos percentís 98 e 99, os trechos anômalos ficam claramente evidenciados, facilitando incrivelmente a visualização de tendências regionais de elementos.

Tem-se assim mapas geoquímicos índices onde áreas potenciais são facilmente percebíveis, independentemente do nível de conhecimento da geologia das mesmas. Os dados geoquímicos de uma determinada área permanecerão os mesmos através dos tempos, ao passo que os dados geológicos se modificarão, na medida que mapeamentos cada vez mais detalhados sejam realizados.

Por esta razão, a influência da litologia na avaliação do significado do valor geoquímico obtido, para a preparação de mapas índices deste tipo não é considerada nesta fase preliminar da interpretação dos dados.

A importância da geologia cresce a partir do momento que os dados geoquímicos delineiam faixas de tendências regionais dos elementos ou apontaram áreas geoquimicamente anômalas.

Na verdade, os referidos mapas geoquímicos resultantes mostram um perfeito reflexo da geologia regional conhecida atualmente. A técnica introduz alguma suavização nos dados e facilita a visualização das tendências regionais.

Por imposição de espaço serão comentados apenas superficialmente algumas feições geoquímicas/geológicas excelentemente evidenciadas pelo processo, em relação à distribuição de níquel, cobre e a razão Ni:Cu.

Os dados de níquel revelam claramente os complexos ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto, porém negam características ultramáficas na secção Goianésia-Ceres, até então igualmente tido como tal. Recentes trabalhos da UnB tem demonstrado que, neste trecho, o complexo torna-se mais máfico do que ultramáfico.

O atualmente reconhecido *greenstone belt* de Crixás – Mara Rosa, definido pela Metago, está perfeitamente delineado por valores anômalos para cobre, níquel, cuja razão Ni/Cu está em torno de 1, por uma extensão aproximadamente 40 km, com possível extensão para fora da área investigada. Inclui o depósito de Chapada, da Mineração Serras do Sul.

Uma situação semelhante é sugerida pelos mapas geoquímicos de cobre, níquel e razão níquel/cobre a NW de Goiás Velho por cerca de 50 km, também se estendendo para fora da área amostrada, onde atualmente está se sugerindo a presença de outro *greenstone belt*. Até então, esta área está mapeada como gnaisses do Complexo Brasil, mas notícias recentes mostram uma tendência para a existência de uma seqüência vulcano-sedimentar. É digno de nota a caracterização de anomalias ao longo dos falhamentos pertencentes ao Sistema Transbrasiliiano, no norte da área em discussão, ao longo da Serra do Estrondo e Serra Atravessada.

Inúmeras outras feições poderiam ser apontadas, mas o propósito desta apresentação é mostrar a existência deste tipo de informação disponível no DNPM, de grande utilidade em investigações regionais, tipo a que vem se realizando em relação ao Craton do São Francisco.

SÍNTESE DE GEOFÍSICA AÉREA DE PARTE MERIDIONAL DO MACIÇO GOIANO

*Armando da Silva Neiva
Sebastião Dias do Carmo
DNPM – GO.*

Os dados que vamos apresentar são do levantamento regional de aerogeofísica, magnetometria e radiometria do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC).

O PGBC nasceu de um acordo internacional entre os governos brasileiro e canadense, representados pelo Ministério das Minas e Energia do Brasil (MME) e a Agência Canadense para o Desenvolvimento Internacional (Canadian International Development Agency – CIDA), com execução a cargo do Departamento Nacional da Produção Mineral. A área voada situa-se no Centro-Oeste do Brasil, limitada pelos meridianos 48° e 51°W e paralelos 5° e 16°S, com uma extensão de 375.000 km², cobrindo parte de quatro Estados brasileiros, sendo a maior parte localizada no Centro-Norte de Goiás, com 245.700 km²; no Sudeste do Pará, com 108.400 km²; no extremo Nordeste de Mato Grosso, 19.600 km² e uma pequena parte no Sudoeste do Maranhão, 1.300 km².

Para facilidade das operações de campo e melhor controle de variação diurna do campo magnético, a área do projeto foi dividida em três blocos, de sul para norte: Bloco I, limitado pelos paralelos 16° e 12°S; Bloco II, entre os paralelos 12° e 8°S; e Bloco III, entre os paralelos 8° e 5°S.

O levantamento aerogeofísico foi executado pela firma canadense contratada Northway Survey Corporation Ltd., com participação de técnicos brasileiros em todas as atividades envolvidas, em caráter de treinamento, visando assimilação de tecnologia.

Os dados que ora apresentamos referem-se somente ao Bloco I. Quanto ao restante da área, Blocos II e III, não temos ainda os resultados finais; a empreiteira está tendo problemas no processamento dos dados, principalmente na parte de nivelamento e amarração entre os blocos.

O programa de geofísica aérea no PGBC foi dividido em duas etapas, Fase I e Fase II. A Fase I cobriu toda a área do projeto, com linhas de produção espaçadas de 2 km e linhas de amarração espaçadas de 14 km. A Fase II cobriu áreas anômalas, selecionadas através dos dados de perfis rebatidos da Fase I, com cobertura de semidetalhe, usando linhas intermediárias com espaçamento de 1 km.

Em ambas as fases, a direção das linhas de produção foi N–S e W–E para as linhas de amarração. A altura média dos vôos foi de 150 m (500'), com tolerância de 10% para as regiões planas, e de até 50% para áreas acidentadas. No caso do espaçamento, a tolerância de vazio foi de uma vez e meia da separação entre as linhas.

As operações de campo tiveram início em 09.07.75, e foram concluídas em duas etapas: uma de 09.07.75 a 28.10.75, e outra de 21.05.76 a 27.08.76. A parte das operações de campo foi o ponto alto deste levantamento, com execução a cargo da Northway Survey Corporation Ltd. e participação ativa de técnicos brasileiros em todas as atividades desenvolvidas aqui no Brasil. Essa participação visava, em primeira mão, a assimilação das técnicas canadenses.

O levantamento foi executado usando-se dois aviões Douglas DC-3, com excelente desempenho, atingindo uma produtividade média de 1.276 km/dia por aeronave. Também a parte de compilação preliminar dos dados, tarefa executada aqui no Brasil, teve razoável desempenho. Por outro lado, a parte de compilação final, processamento eletrônico dos dados e preparação dos mapas finais, tarefas executadas pela empreiteira, no Canadá, deixou muito a desejar no que tange a prazo de entrega do produto final; até o momento ainda não recebemos os dados finais dos Blocos II e III.

O levantamento sistemático regional, que cobriu toda a área do projeto com linhas espaçadas de 2 km, voou um total de 220.947 km de perfis. Os dados de magnetometria e radiometria foram compilados inicialmente em mapas preliminares de perfis rebatidos sem correção, na escala 1:250.000, em bases copiativas. Os dados finais de magnetometria serão apresentados em mapas impressos de intensidade magnética total (contornos coloridos), em duas escalas 1:100.000 com 300 cópias e 1:250.000 com 100 cópias, e bases copiativas para as duas escalas.

Os dados radiométricos finais serão apresentados em mapas de contorno de urânio, tório e contagem total, na escala 1:250.000 em bases copiativas.

Com os resultados da Fase I compilados em mapas de perfis preliminares, foram selecionadas as áreas anômalas para serem voadas na Fase II, constituindo a etapa de semidetalhe desse levantamento. Nessa etapa, foram voados 54.823 km de perfis, cobrindo 118.800 km², aproximadamente, 31% da área total. Os dados dessa fase serão compilados juntamente com os da Fase I para a magnetometria, e para a radiometria serão apresentados somente na escala 1:100.000, em bases copiativas.

A finalidade dos mapas preliminares de perfis era selecionar áreas anômalas para a Fase II. No entanto, devido ao atraso dos mapas finais, os perfis foram usados também para selecionar anomalias magnéticas para trabalhos de reconhecimento e detalhe de geofísica terrestre. Foram selecionadas 53 anomalias, das quais 34 foram verificadas por técnicas de geofísica terrestre. Dessas, duas foram perfuradas, a MO–15B no município de Goiás Velho, e a MO–26B no município de Aruanã-GO.

A feição que nos apresenta mais importante e significativa nesta área é aquela que se mostra dividida entre uma parte SE, de geologia muito complexa, e uma parte a NW onde o embasamento magnético parece tornar-se muito profundo, e uma considerável espessura de sedimento parece estar cobrindo-o.

Há zonas de alto relevo magnético isoladas a SE. Nos mapas geológicos são identificadas como diques de diabásio.

Talvez uma das mais intrigantes feições seja a expressão muito suavizada do maciço de Niquelândia nos dados aeromagnéticos, e o maciço de Barro Alto apresentar-se quase total-

mente imperceptível. Sem estudar os perfis com mais detalhe, seria difícil explicar isto de maneira simples, visto que, como regra geral mas não sem exceção, estes corpos básicos/ultrabásicos têm uma alta resposta magnética.

Umás poucas unidades foram delimitadas dentro da área meridional e a variação do relevo magnético aqui é muito alta, desde áreas magneticamente complexas, no centro da região, até áreas totalmente monótonas, onde mapeadas como Bambuí. Dentro de áreas mais complexas, temos diversas de altíssimo relevo magnético e algumas destas, ao que parece, são associadas com o Araxá. Pode ser que somente certas partes do conjunto dêem origem às anomalias magnéticas e que os limites, portanto, não correspondam necessariamente aos limites geológicos do Araxá.

Seguindo para NW, temos áreas de muito alto relevo magnético, circundadas por relevo magnético um tanto quanto

monótono. Falhamentos com direção NE são, sem dúvida, as feições mais proeminentes, e parece que em muitos lugares a falha em si é determinada magneticamente pelo fato de que ela corte o Araxá, formando uma anomalia sobre a borda SW da unidade. Existem falhas menores, que formam ângulos mais ou menos retos com as maiores.

Na direção NW, a impressão é que o embasamento magnético é muito profundo. Profundidades superiores a 5.000m foram interpretadas. As estruturas do embasamento magnético têm direção E-W, um alinhamento não conhecido no restante da área, mas potencialmente relacionado a grandes anomalias de direção E-W sobre as rochas ferríferas que são conhecidas para norte, nos Blocos II e III - Serra dos Carajás. Há possibilidades de que a formação tenda para sul, torne-se mais profunda, e tenha sido recoberta por espessura considerável de sedimentos mais recentes.

O GRUPO ARAXÁ E UNIDADES HOMOTAXIAIS

*Reinhardt A. Fuck
Ovídio J. Marini
Universidade de Brasília -*

The Araxá Group and the homotaxial Serra da Mesa, Araí and Natividade Groups and Canastra formation form a fold belt extending from the Triângulo Mineiro to northeastern Goiás. The belt is divided in two structurally and lithologically different parts by the Pirineus mega-inflection, comprising respectively the central and northeastern regions of Goiás and the southern Goiás and the Triângulo Mineiro. The northern part of the fold belt is made by the Natividade, Araí and Serra da Mesa groups. From east to west there is a succession of pselitc, psamitic, pelitic, carbonatic and greywacke metasediments, which have been metamorphosed within the greenschist to amphibolite facies, with a Barrowian type zonal arrangement. Igneous rocks are represented by basalts, andesites and rhyolites grouped within the Araí and Natividade sequences, and by amphibolites, epidote amphibolites and rare talc and talc-actinolite schists intercalated with the Serra da Mesa metasediments. Granitic magmatism is scarce and represented by small intrusions of pegmatoid granites near Mata Azul. The main fold and thrust fault directions are N-S to NE-SW, with vergence towards the east. The southern part of the belt comprises the Araxá group and the Canastra formation. The first is mostly composed of metapelites and meta-greywackes, whereas quartzites with minor metapelite and carbonate rocks dominate in the Canastra formation. Rocks of magmatic origin are represented by amphibolite, metatuff and numerous small bodies of serpentinized and talcified alpine type ultramafic rocks. Granitic plutonism is restricted to small intrusions as in Pontalina, Cromínia, Ipameri, Estrela do Sul and Monte Carmelo. NW-SE tectonic directions predominate, with northeastern vergence towards the São Francisco Craton. Numerous NW-SE thrust faults, E-W and NW-SE wrench faults, as well as nappes de charriage of probable Upper Proterozoic age at Caldas Novas and Passos, are additional factors that difficult the understanding of the stratigraphy and the structure of the belt. Metamorphism is also of the Barrowian type, increasing from east to west, and locally reaching the sillimanite zone. The basement of the fold belt is dominantly sialic, made up of widespread Archean granite-gneiss terrains with greenstone belts and more restricted granulite belts. The geological equivalence of the referred sequences with those of the Espinhaço and Chapada Diamantina regions where geochronological data are more reliable, suggests a similar Proterozoic age (1.800 - 1.200 m.y.).

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

INTRODUÇÃO

A faixa de dobramentos do Proterozóico Médio, que se estende do Triângulo Mineiro ao nordeste de Goiás, vem sendo objeto de profundas controvérsias na literatura geológica brasileira.

A faixa foi identificada por Almeida (1968) que nela reconheceu as estruturas Araxáides (Ebert, 1956), anteriores às da Faixa Brasília. Essas estruturas seriam o resultado de evento tecto-orogénico Uruaçuano, atribuído então ainda ao Precambriano Superior, envolvendo a Série Araxá (hoje Grupo Araxá). Com Hasui e Almeida (1970) e Almeida et alii (1976), essa unidade geotectônica passou a ser conhecida como Faixa Uruaçu ou Faixa Uruaçuana e o Ciclo Uruaçuano foi delimitado aproximadamente entre 1.300 e 1.000 m.a. (Proterozóico Médio).

Já Schobbenhaus Filho et alii (1975a) denominam a faixa de Sistema de Dobramentos Araxá, e nele incluem os grupos Araxá e Araí, bem como a Formação Canastra. Para esses autores, a unidade Canastra é uma formação relacionada ao Grupo Araxá e o Grupo Araí representa uma facies marginal do sistema de dobramentos ou geossinclínio Araxá. Essa interpretação contrapõe-se à de Almeida (1968) e Almeida et alii (1976), para quem Araí e Canastra constituem o estágio estrutural inferior da Faixa Brasília, do Proterozóico Superior.

Na definição original de Barbosa (1955), o Araxá é “um complexo metamórfico precambriano constituído de migmatitos, micaxistos, quartzitos, xistos verdes e filitos”, dividido provisoriamente nas formações Araxá e Canastra, separadas por provável discordância angular. Essa noção foi estendida às vastas áreas de micaxistos e quartzitos semelhantes encontrados em Goiás e mesmo no sul do Pará (Barbosa, 1964; Barbosa et alii, 1966, 1969, 1970a e 1970b; Silva et alii, 1974). O conceito foi sendo, entretanto, gradativamente modificado. Já sob a denominação de grupo, Barbosa et alii (1970b) alteraram o limite inferior do Araxá, dele retirando as rochas granito-gnáissicas intercaladas com os micaxistos mais inferiores por força de intenso dobramento. No limite superior, foram excluídas as camadas de xistos calcíferos, batizados de Formação Ibiá, por estarem assentadas através de conglomerado basal polimicto sobre quartzitos Canastra. Os mesmos autores deram status de grupo à unidade Canastra, embora O. Braun (in Barbosa et alii, 1970b) considerasse que a mesma se constitui mais propriamente numa formação do Grupo Araxá. No âmbito do Projeto Goiânia, Barbosa et alii (1970a) voltam a referir-se a uma Formação Canastra, aventando a hipótese de que faça parte do Grupo Araxá, sobre o qual se assenta concordantemente.

Em quase todos os trabalhos subseqüentes, ficou caracterizada a dificuldade em separar as duas unidades, e a existência de discordância entre ambas foi contestada. Brandalise et alii (1971) observaram coincidência das linhas estruturais do Canastra com as do Araxá e contato gradacional entre suas rochas na Serra da Canastra e a NW de Cassia. Paulsen et alii (1974) igualmente não encontraram discordância ou hiato metamórfico entre as duas unidades, considerando que os vários tipos litológicos refletem condições diferentes na sedimentação original. Da mesma maneira, Menezes Filho et alii (1977) e Silva et alii (1978) agrupam metamorfitos anteriormente considerados como Canastra e Araxá em “associações” e “complexos”, considerando-os transicionais. Teixeira e Danni (1978) mostram que na região de Passos as unidades Canastra e Araxá são transicionais, embora com características

sedimentológicas distintas, em função do ambiente de sedimentação.

Dessa forma, os trabalhos recentes de cartografia geológica, realizados em diversas escalas, indicam que Canastra e Araxá estão indissolúvelmente ligados, e, segundo Teixeira e Danni (1978), são característicos de um mesmo ciclo sedimentar: O Grupo Araxá é constituído por uma sedimentação *flyschóide*, com clásticos grosseiros e vulcanismo andesítico subordinado, depositada mais próxima de áreas tectonicamente mais ativas, enquanto a Formação Canastra teria se depositado sobre a elevação continental próxima do talude, sendo constituída por sedimentação terrígena progradante mais ou menos contínua, com calcários e argilitos no topo, encerrando o ciclo deposicional.

Na porção norte, a evolução dos conhecimentos levou também a substanciais modificações na conceituação da faixa de dobramentos. Em primeiro lugar, as rochas xistosas e quartzíticas do noroeste de Goiás, previamente consideradas como integrantes do Araxá (Barbosa et alii, 1966; Silva et alii, 1974), foram incluídas na faixa Paraguai-Araguaia, com o nome provisório de Unidade Xisto-Quartzítica (Schobbenhaus Filho et alii, 1975b, 1975c), e, mais recentemente, com a denominação de Grupo Estrondo (Hasui et alii, 1975) e Super-Grupo Baixo Araguaia (Hasui et alii, 1977). Trabalhos recentes porém sugerem idade pré-brasileira para esta unidade, o que abre possibilidade de constituírem uma faixa dobrada distinta da Faixa Paraguai-Araguaia (Y. Hasui – inf. verbal).

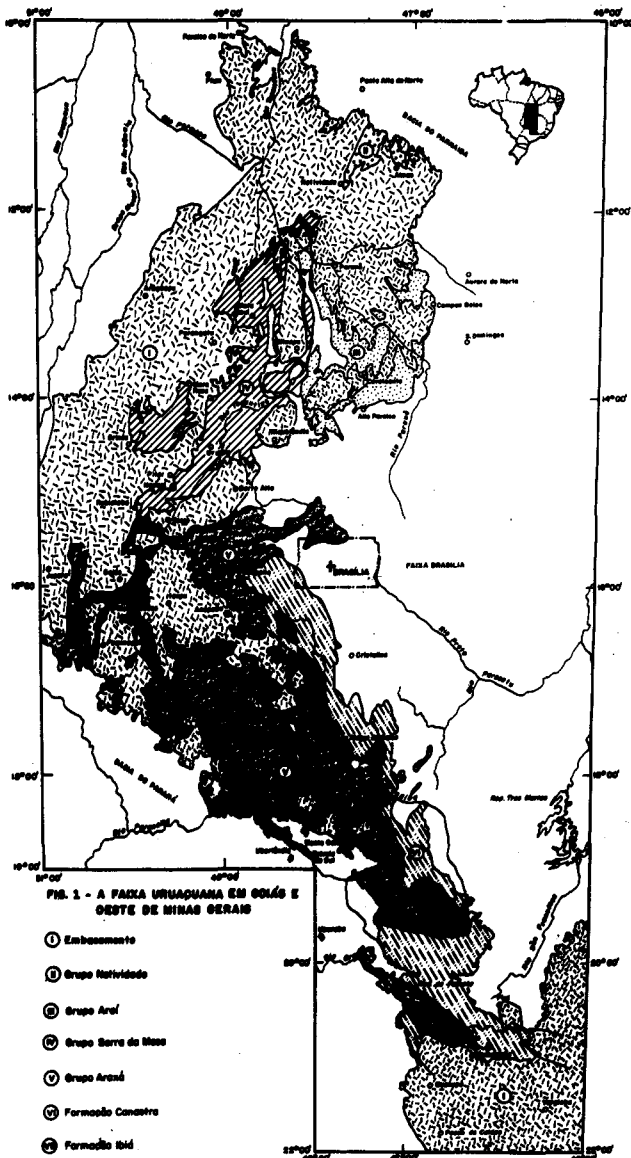
Em seguida, na região das serras da Mesa e Dourada, no centro de Goiás, baseados em evidências estratigráficas, litológicas e tectônicas, Marini et alii (1977) propuseram a denominação de Grupo Serra da Mesa para o pacote de metamorfitos anteriormente considerado Araxá por Barbosa et alii (1969).

Finalmente, extensas áreas de ocorrência de anfíbolitos, além de outras rochas metaígneas e metassedimentares em Goiás Velho, Crixás, Hidrolina e Pilar de Goiás foram individualizadas como *greenstone belts* arqueanos e retiradas da faixa dobrada proterozóica (Dansi e Ribeiro, 1978; Saboia, 1979).

Em contrapartida, o cinturão foi ampliado para leste, com a inclusão dos metamorfitos Araí, considerados como uma facies marginal do geossinclíneo Araxá (Schobbenhaus Filho et alii, 1975c). Ambos os grupos seriam de idades mais ou menos síncronas, tendo em vista possuírem posição estratigráfica semelhante (depositados discordantemente sobre rochas do embasamento e cobertos, em discordância, pelo Grupo Bambuí) facies litológica idêntica de modo geral e estilo de dobramento semelhante (Schobbenhaus Filho et alii, 1975c).

Na verdade, as relações entre os grupos Serra da Mesa (Araxá) e Araí não se acham plenamente definidas. No vale do Rio Tocantins, foi interpretado contato por falha (Barbosa et alii, 1969; Marini et alii, 1976), sendo os metassedimentos Araí, em princípio, considerados mais jovens. Fuck e Marini (1979) aventam a possibilidade de se tratar de pacotes metassedimentares contemporâneos, os dois conjuntos tendo sido depositados em ambientes sedimentares distintos. Embora na região da Serra do Retrato o contato seja feito através de superfície de cavalgamento, o estilo tectônico é idêntico e não há descontinuidade metamórfica sensível entre os dois conjuntos.

Dessa forma, não obstante as controvérsias existentes e o elevado grau de incerteza que ainda marca as relações entre as diversas unidades, os Grupos Serra da Mesa e Araí e a



Formação Canastra são considerados homotaxiais do Grupo Araxá no presente trabalho. A esse conjunto deve ser acrescentado o Grupo Natividade (Moore, 1963), que vem sendo comparado ao Grupo Araí (Costa et alii, 1976; Correia Filho e Sá, 1980). Acompanhando portanto, a proposta de Schobbenhaus Filho et alii (1975c), essas unidades estratigráficas são consideradas aproximadamente síncronas. Em sua evolução geológica, foram envolvidas em evento tecto-orogénico do final do Proterozóico Médio, durante o qual foram deformadas e metamorfizadas, vindo a constituir uma faixa de dobramentos com muitas das características dos cinturões barrovianos.

Estrutural e litologicamente, essa faixa de dobramentos se divide em dois segmentos, separados pela Inflexão dos Pirineus: o segmento setentrional compreende a parte central e nordeste de Goiás e é constituído pelos grupos Serra da Mesa, Araí e Natividade; o segmento meridional abrange o sul de Goiás e o Triângulo Mineiro e nele são encontrados o Grupo Araxá e a Formação Canastra (Fig. 1).

Ao contrário da porção central de Goiás, no sul goiano e no Triângulo Mineiro, estão associados a micaxistos extensas camadas gnáissicas, numerosos corpos alpinos de rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas, vários plutonitos gra-

níticos, enquanto são escassos os quartzitos e as rochas carbonáticas. No centro de Goiás inexistem gnaisses, granitos intrusivos (exceto pequenos corpos pegmatóides) e metaultramáficas alpinótipas associadas à seqüência Serra da Mesa, sendo porém muito frequentes os quartzitos próximo à base da seqüência e calcoxistos com mármore associados próximos ao topo. Na porção sul do cinturão, as direções tectônicas preferenciais são NW-SE, com importantes estruturas tipo nappe de charriage, ao passo que ao norte da Inflexão dos Pirineus domina a direção geral meridiana até NE-SW, e as feições de encurtamento crustal são representadas por superfícies de cavalgamento de ângulo moderado a alto, não tendo sido identificadas estruturas tipo nappe. Em virtude dos fatos apontados, propomos que o conceito do Grupo Serra da Mesa seja estendido às demais áreas de micaxistos e quartzitos previamente conhecidos como Araxá no centro de Goiás, sendo sua ocorrência limitada a sul pelo complexo de Barro Alto-Goianésia e a leste pelos grupos Araí, Paranoá e/ou Bambuí. Na região da Inflexão dos Pirineus parece terem vigorado condições especiais de sedimentação, como também de deformação, vez que ocorre na região seqüência anômala tanto em relação às do segmento norte como do sul.

O SEGMENTO SETENTRIONAL

DISTRIBUIÇÃO

A porção norte do cinturão dobrado do Proterozóico Médio se estende desde a Inflexão dos Pirineus até a leste de Cavalcante e nordeste de Natividade. O conhecimento da estratigrafia dessa vasta área é ainda fragmentário, embora venha evoluindo rapidamente, em face dos trabalhos de maior detalhe desenvolvidos nos anos recentes para dar suporte aos programas energéticos e de pesquisa mineral.

Na região, foram separados os grupos Natividade, Araí e Araxá, este último redenominado Serra da Mesa por Marini et alii (1977). Não obstante a área de distribuição dessas unidades não esteja completamente conhecida, a sua disposição regional indica uma significativa polaridade sedimentar no âmbito da bacia proterozóica média. Os grupos Natividade e Araí representam facies proximais depositadas em condições de borda de plataforma, na porção leste da bacia, enquanto o Grupo Serra da Mesa compreende as facies distais, formadas nas partes mais profundas da bacia, a oeste (Fig. 2).

A distribuição das facies sedimentares é acompanhada, em grandes traços, por polaridade igualmente marcante no magmatismo, no tectonismo e no metamorfismo (Fig. 2).

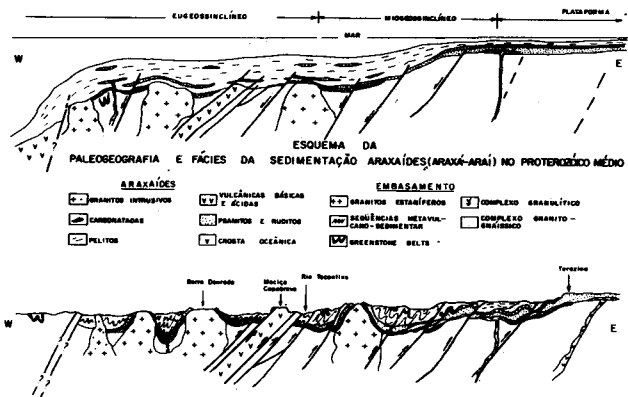


FIG. 2-CORTE ESQUEMÁTICO DA SITUAÇÃO ATUAL

Na porção leste, as rochas vulcânicas encontradas na base do Araí são intermediárias a ácidas enquanto no âmbito do Serra da Mesa domina vulcanismo de natureza básica. As deformações crescem de intensidade de leste para oeste passando de dobras suaves e abertas, para dobramento isoclinal fechado, fato que é acompanhado por metamorfismo de intensidade crescente de tipo barroviano: de leste para oeste passa-se de rochas não metamórficas e muito pouco metamórficas para metamorfitos de facies xisto verde até anfíbrito de alta temperatura.

A porção leste da bacia se assenta sobre embasamento síalico, em sua maior parte constituído por rochas granito-gnáissicas de natureza granodiorítica e tonalítica, localmente com *greenstone belts*, como em Natividade. Entre o embasamento arqueano e as seqüências psamíticas médio-proterozóicas ocorrem rochas metamórficas do Proterozóico Inferior, como a Formação Ticunzal, a qual é cortada por numerosos corpos graníticos, portadores de cassiterita. Na porção média da bacia aparecem embutidos os complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, representativos do cinturão granulítico arqueano. No limite oeste da bacia, o embasamento é também síalico, predominantemente granito-gnássico, com *greenstone belts* locais como os de Crixás, Pilar de Goiás e Hidrolina.

ESTRATIGRAFIA

As facies marginais (tipo miogeossinclinio) ocupam a porção leste-nordeste da bacia médio-proterozóica e são representados pelos grupos Araí e Natividade. Neles, a sucessão estratigráfica está razoavelmente bem definida, e, não obstante as mudanças de facies através da bacia, as diversas camadas são acompanhadas com relativa facilidade em sua distribuição regional, visto que a deformação e o metamorfismo que as atingiu foi suave, pouco perturbando sua disposição e características originais.

Barbosa et alii (1969) avaliaram uma espessura ao redor de 2.240 m para o Grupo Araí, subdividindo-o nas formações

Arraias e Traíras (Fig. 3). Segundo esses autores, a Formação Arraias, basal, é constituída por espesso conjunto de quartzitos, com intercalações de metassiltitos e filitos, níveis descontínuos de metaconglomerado intraformacional, e com vulcanitos basalto-andesíticos próximo à base; sua espessura, muito variável, atinge cerca de 1.100 m. Em muitos locais (Cavalcante, Arraias, Nova Roma), os quartzitos e metaconglomerados dessa formação são portadores de mineralizações de ouro e, esporadicamente de diamante (colinas). Em zonas de falha, os quartzitos são ricos em cristal de rocha e, às vezes, ametista. A Formação Traíras, com espessura equivalente, é composta por metassiltitos, filitos, calcofilitos com intercalações de calcários e quartzitos subordinados.

A coluna estratigráfica original proposta por Barbosa et alii (1969) para toda a extensão da bacia Araí (Fig. 3) vem sendo gradativamente modificada com o progresso de estudos mais detalhados (Marini et alii, 1976; Fuck e Marini, 1978, 1979; Araújo e Alves, 1979).

Na região do Rio Tocantins, nas vizinhanças da Serra Branca, o Grupo Araí apresenta características distintas daquelas referidas acima (Marini et alii, 1976; Fuck e Marini, 1978, 1979). A litoestratigrafia mostra notáveis diferenças, fruto das variações no ambiente de sedimentação, que se caracteriza sobretudo por menor contribuição arenosa e mais expressiva participação de rochas pelíticas e carbonáticas, indicando a maior distância das fontes fornecedoras de sedimentos (Fig. 3). Marcas de ondas assimétricas estratos cruzados estudados na Formação Arraias indicam transporte no sentido leste-oeste. Além disso, nas vizinhanças do Rio Tocantins são mais intensas as deformações e é mais acentuado o grau de metamorfismo. A espessura foi estimada em cerca de 1.200 m, dos quais cerca de 290 m correspondem a quartzitos atribuídos à Formação Arraias (Fig. 3). Mais ao sul, na mesopotâmia dos rios Preto e Tocantins, a Formação Arraias não excede a 200 m de espessura, resumindo-se a um pacote de quartzitos finos com intercalações de metaconglomerados, que, em

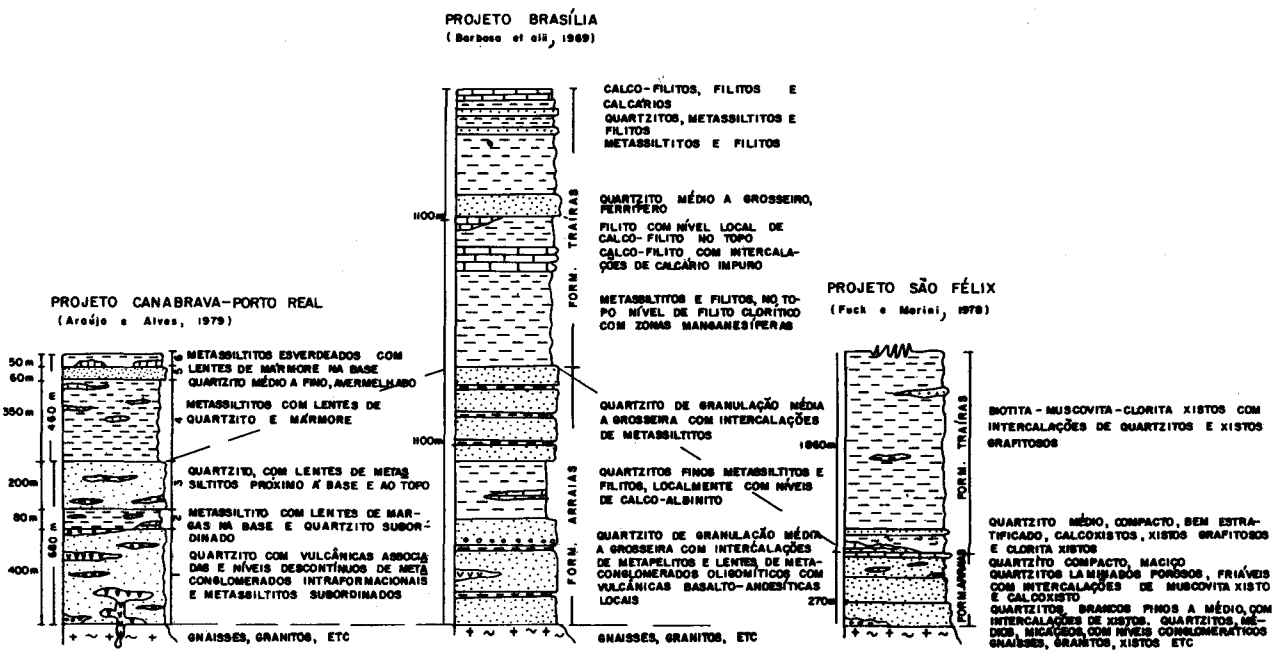


FIG. 3 - CORRELAÇÃO ENTRE AS COLUNAS PROPOSTAS PARA O GRUPO ARAÍ

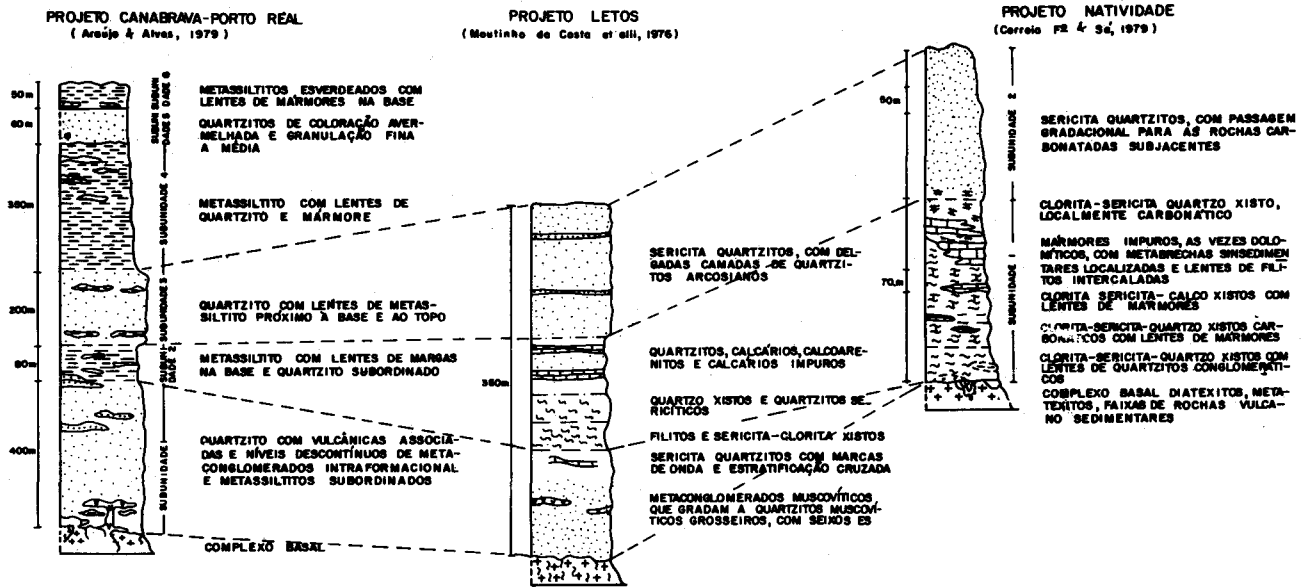


FIG. 4 - CORRELAÇÃO ENTRE OS GRUPOS ARAÚ E NATIVIDADE (Araújo e Alves, 1979)

direção à Serra da Chapadinha, através de mudança de fácies, dá lugar a uma camada de filitos com numerosas intercalações de quartzitos conglomeráticos, metaconglomerados, oligomíticos e polímitos (Fuck e Marini, 1979). Nessa mesma área, os calcoxistos assumem uma grande importância, não só em espessura (300–350m estimados por Fuck e Marini, 1979), como, especialmente, pela sua ampla distribuição areal.

Uma grande parte da bacia Araú foi mapeada por Araújo e Alves (1979). Esses autores não adotaram a divisão proposta por Barbosa e colaboradores (1969), preferindo dividir o Grupo Araú em seis subunidades litológicas (Fig. 3), com espessura total superior a 1.100 m. Convém observar que a parte superior das litolotias incluídas por Barbosa et alii (1969) na Formação Trafras, Araújo e Alves (1979) consideraram pertencentes ao Grupo Bambuí. Posição semelhante é defendida por Dardenne (1980) e Dardenne et alii (1978) que julgam o calcoalbitito mencionado por Barbosa et alii (1969) equivalente ao Conglomerado São Miguel, base do Grupo Paranoá (ex-Bambuí).

Quanto ao Grupo Natividade, as litologias que o integram são muito semelhantes às do Araú. Com base nos estudos feitos por Costa et alii (1976) e Correia Filho e Sá (1980), Araújo e Alves (1979) estabeleceram correlação entre as duas unidades (Fig. 4), tendo verificado a possibilidade de equivalência do Natividade com as subunidades basais do Araú.

Como se constata pela constituição litológica dos grupos Araú e Natividade, trata-se de metassedimentos originários de condições tipicamente de margem de plataforma. Araújo e Alves (1979) individualizaram três ambientes principais de sedimentação. A subunidade 1 (Fig. 4) corresponde a um ambiente continental, com leques aluviais interdigitados com sedimentos lacustres, depositados em plataforma tectonicamente instável, com atividade vulcânica manifestada nas rochas intermediárias a ácidas intercaladas nos metassedimentos. Segue-se uma fase de relativa calma, transicional, responsável pela formação de barreiras arenosas, delimitando

a sedimentação continental e, em seguida, a implantação de condições ambientais francamente marinhas, de mar raso a pouco profundo, representadas pelos metassedimentos mais superiores, nos quais mudanças de fácies indicam pequenas variações do nível das águas (Araújo e Alves, 1979).

A passagem das fácies proximais (Natividade, Araú) para as distais, representadas pelo Grupo Serra da Mesa, não é bem conhecida, em parte por estar encoberta pelas unidades do Proterozóico Superior, em parte por estar marcada por importantes acidentes tectônicos, como na Serra do Retrato. Nessa região, a camada de calcoxisto sobreposta aos quartzitos basais do Araú é truncada e cavalgada por um conjunto de quartzitos e quartzo xistos, alguns calcíferos e intercalando lentes de mármore, que constituem os altos topográficos localmente conhecidos por Serra do Retrato e Serra Dourada (Fuck e Marini, 1979). Tal conjunto, a oeste, é sobreposto pela camada de micaxistos com estaurolita, típica do Grupo Serra da Mesa, que constitui o núcleo da estrutura sinclinal flanqueando o lado leste do domo da Serra da Mesa. Entretanto, apesar da presença do cavalgamento que representa um encurtamento crustal de amplitude desconhecida e oblitera um pacote de espessura igualmente desconhecida, não se observa descontinuidade no estilo estrutural e, aparentemente não há quebra significativa no zoneamento metamórfico, uma vez que estão em contato metamorfitos da zona da granada da fácies xisto verde, considerados pertencentes ao Araú, com outros enquadrados na zona da estaurolita da fácies anfíbolito, e incluídos no Grupo Serra da Mesa.

O conhecimento da estratigrafia das fácies distais da bacia do Proterozóico Médio e ainda precário, uma vez que tão somente algumas porções da vasta área em que estão expostas foram estudadas em escala de semi-detahle. Barbosa et alii (1969) as classificaram como Grupo Araxá, estimando uma espessura acima de 2.200 m a sudoeste da Serra da Mesa e mais de 700 m a leste de Mara Rosa (Fig. 5). Parte da área de trabalho desses autores, entre Formoso e o Rio Tocantins foi detalhada por Marini et alii (1974, 1976). Desses traba-

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

Ihos resultou uma proposta de redenominar o pacote de metamorfitos que envolve os granitos Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra do Encosto de Grupo Serra da Mesa (Marini et alii, 1977), tendo em vista as diferenças do conteúdo litológico e características tectônicas dessas ocorrências, quando comparadas com as da região de Araxá e do Sul de Goiás, conforme discutido acima.

Entre as Serras da Mesa e Dourada, foi inferida uma espessura de 1.850 m para o pacote de metamorfitos do Grupo Serra da Mesa (Marini et alii, 1977). Nas demais áreas do segmento setentrional da faixa de dobramentos em que foram descritas ocorrências do dito Grupo Araxá, e que neste trabalho propomos seja redenominado de Serra da Mesa, são ainda escassos os conhecimentos estratigráficos, razão pela qual comparações e correlações são prejudicadas.

Trabalhos mais recentes têm restringido as unidades do Proterozóico Médio, retirando da sua base as unidades vulcânicas e sedimentares pertencentes aos *greenstone belts* arqueanos de Pilar de Goiás, Hidrolina, Crixás, Goiás e Natividade-Almas (Danni e Ribeiro, 1978; Saboia, 1970; Correia Filho e Sá, 1980), e unidades como a Formação Ticunzal, atribuídas ao Proterozóico Inferior (Marini et alii, 1979), e do seu topo, litologias representativas do Proterozóico Superior (Marini et alii, 1977). É sob esse conceito restrito que propomos seja a denominação Grupo Serra da Mesa estendida às demais áreas do centro de Goiás.

Resta, todavia, um ponto fundamental a ser esclarecido na estratigrafia regional do Proterozóico de Goiás. Trata-se das seqüências vulcano-sedimentares que assentam sobre as rochas granulíticas e/ou sobre os plutões gabro-anortosfíticos acamados representados nos chamados complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto-Goianésia.

Marini et alii (1974) já haviam chamado a atenção para a controversa posição do conjunto de micaxistos com intercalações delgadas de quartzitos e possantes corpos de anfibolitos que ocorrem entre a Serra Dourada e a de Cana Brava. O pacote sobrepõe-se tectonicamente aos granulitos básicos a leste e aos metassedimentos do Proterozóico Superior a sul, e, aparentemente, são também tectônicas suas relações com os micaxistos granatíferos, típicos do Grupo Serra da Mesa. Mais ao norte, a continuação da faixa foi denominada de conjunto gnáissico-anfibolítico por Araújo e Alves (1979) e incluída no chamado Complexo Basal. Nesse conjunto, a par de gnaisses e anfibolitos, foram descritas rochas calcossilicáticas e quartzitos bandados com magnetita. Segundo Araújo e Alves (1979), trata-se de presumível seqüência vulcano-sedimentar, que se estende a Palmeirópolis, onde vem sendo prospectada para minerais sulfetados (Cu, Pb, Zn) e ouro. Seqüências semelhantes foram encontradas na região de Indaianópolis, a oeste de Niquelândia (Danni e Leonards 1978, 1980; Ribeiro Filho e Teixeira, 1980), e na região de Juscelândia, ao norte de Goianésia. Ribeiro Filho e Teixeira (1980) sugerem a denominação informal de seqüência Palmeirópolis para o conjunto (Fig. 6), considerando-o inserido no Grupo Serra da Mesa. Esse grupo teria, dessa forma, em sua base, uma expressiva contribuição vulcânica associada a sedimentos químicos e outros típicos de mar profundo. Existe, entretanto, a possibilidade de que essa seqüência seja anterior ao Grupo Serra da Mesa (Araxá), conforme expresso por Danni e Leonards (1980).

Aos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa associam-se mineralizações de potencialidade ainda indefinida de Pb-Zn, na região de Uruaçu e Castelhão, cianita (Uruaçu), barita (Canalina) calcário e grafita, além de pegmatitos portadores

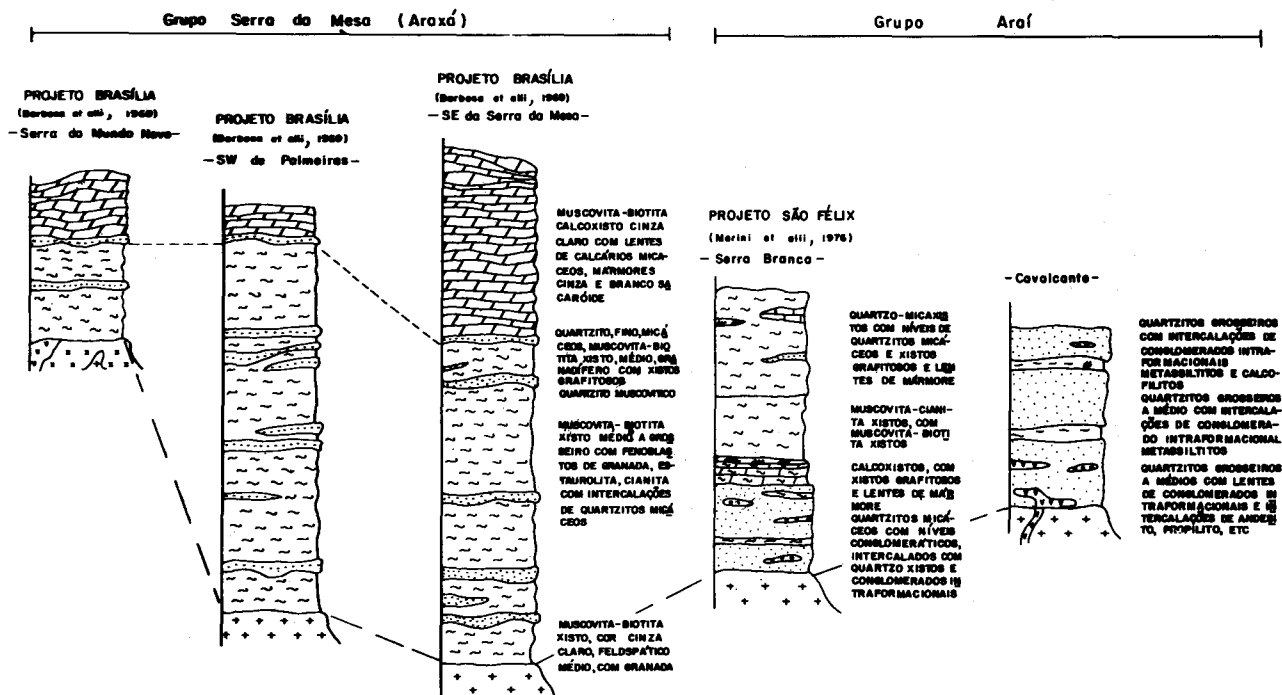


FIG. 5 - CORRELAÇÃO ENTRE COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DOS METASSEDIMENTOS PROTEROZÓICOS DO SEGMENTO NORTE DA FAIXA URUACUANA, SEGUNDO UM PERFIL OESTE-LESTE (Grupos Serra da Mesa (Araxá) e Araxá) ESCALA 1:20.000

de berilo, muscovita, topázio, turmalina e ametista.

MAGMATISMO

São relativamente restritas as exposições de rochas magmáticas e seus sucedâneos metamórficos no segmento setentrional da faixa de dobramentos. Apesar do conhecimento ainda superficial da região, sobretudo em termos petrográficos e químicos, a maioria dos autores que a estudaram mencionam a ampla predominância dos metassedimentos sobre os metamorfitos ortoderivados. Não obstante, a atividade ígnea esteve presente ao longo da evolução geológica do cinturão, embora nem sempre seja reconhecida nas rochas mais deformadas e metamorfozadas.

Na porção oriental da faixa, há registro de manifestação vulcânica associada à instabilidade tectônica que marca o início da sedimentação plataformal do Grupo Araí (Barbosa et alii, 1969; Araújo e Alves, 1979) e do Grupo Natividade (Costa et alii, 1976). As rochas vulcânicas aparecem sobretudo na forma de derrames de lavas intercaladas nos metapsamitos basais e são representadas por andesitos e riadacitos, aparecendo subordinadamente riolitos, dacitos, latitos e raros aglomerados vulcânicos, indicadores de vulcanismo explosivo (Araújo e Alves, 1979). Os derrames e as soleiras obedecem comumente a um controle estrutural de direção NE-SW, podendo ocupar os planos dos grandes dobramentos de caimento para SSE. A espessura varia entre 10 e 100 m. Feições primárias, tais como texturas porfiríticas com matriz afânica, estrutura fluidal e amígdalas são comumente preservadas, embora Araújo e Alves (1979) refiram a passagem a quartzo xistos e filitos em função de deformação e recristalização metamórfica. Alteração deutérica/hidrotermal, do tipo propilítico, é também referida por Barbosa et alii (1969) e Araújo e Alves (1979).

Nas áreas mais internas da bacia médio-proterozóica, no âmbito do Grupo Serra da Mesa, há ainda poucos registros de vulcanismo. Marini et alii (1977) referem a ocorrência de anfibolitos e anfibólio xistos, como na Serra de Trombas e a sudoeste de Cana Brava, que representam diques e/ou soleiras básicos de pequenas dimensões, intrometidos nos pelitos e metamorfozados junto com os mesmos. É provável que ocorram outros tipos de vulcânicas, apesar de não identificadas em virtude da deformação e metamorfismo sofrido ao longo da evolução geológica do cinturão. Um exemplo é a presença de mineralizações de barita nas vizinhanças de Canalina, que provavelmente se devem a exalações relacionadas com vulcanismo, embora não tenham sido ainda reconhecidos os produtos rochosos dessa atividade.

Por outro lado, na chamada Sequência Palmeirópolis (Ribeiro Filho e Teixeira, 1980), cujas relações com o Grupo Serra da mesa não estão ainda definidas, é marcante a presença de rochas vulcânicas variando em composição desde basaltos, representados por anfibolitos finos, até andesitos (anfibólio xistos) e piroclásticas (anfibólio xistos feldspáticos) e mesmo lavas ácidas (Fig. 6), como na região de Indaianópolis, a oeste de Niquelândia (Danni e Leonardos, 1980; Ribeiro Filho e Teixeira, 1980). Conforme já referido, tais rochas repousam sobre um substrato de natureza oceânica, e há indícios de que sua formação possivelmente antecede a constituição do Grupo Serra da Mesa.

Rochas plutônicas são também escassas no segmento norte da faixa de dobramentos, resumindo-se aos pequenos corpos de granitos pegmatóides intrusivos nos xistos Serra da Mesa, na região de Mata Azul (Marini et alii, 1977). Tais corpos têm,

em geral, dimensões reduzidas e formas amebóides, e são caracterizados por textura pegmatítica e granulação gigante. Compõe-se de quartzo e microclina perfitica, além de oligoclásio, muscovita, biotita, turmalina, berilo, granada e tantalita em menor proporção.

Pequenos corpos de rochas graníticas intrusivas foram assinaladas por Ribeiro Filho et alii (1978), a sudoeste de Uruaçú e por Baeta Jr. et alii (1972), a oeste de Baixo Alto.

Quanto aos granitos Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra do Encosto, não há evidências de que sejam intrusivos nos metassedimentos Serra da Mesa que os circunscvem. Apesar disso, desempenharam papel de relevância na evolução do cinturão, uma vez que, em mais de uma etapa dessa evolução, estiveram dotados de movimentos ascencionais, deformando as rochas circundantes em amplas braquianticlinais com eixos meridianos. Aparentemente, idêntico comportamento tiveram os granitos Serra Branca, Chapada de São Roque, Florêncio e Pirapetinga, todos circunscritos por metassedimentos Araí. Da mesma fase, parecem ser os granitos Mocambo, Mendes, Passa-e-Fica, Pedra Branca, Nova Roma e vários outros da região leste de Goiás, todos intrusivos no embasamento granito-gnáissico ou na Formação Ticunzal, pré-Araí. Esses granitos, possivelmente de idade proterozóica-inferior, constituem a província estanífera de Goiás central.

METAMORFISMO

Embora ainda não estabelecida com precisão, observa-se uma significativa zonação metamórfica na porção mais larga do segmento setentrional da faixa de dobramentos médio-proterozóicos. A intensidade do metamorfismo cresce de leste para oeste, e a sucessão de paragêneses no sentido do aumento do metamorfismo mostra que este é do tipo cianita-silimanita ou barroviano segundo Miyashiro (1973), característico de cinturões metamórficos de pressão intermediária, com gradiente geotérmico em torno de 20-25°C/km. Assim, numa seção E-W entre Nova Roma - Cavalcante - Minaçu - Mata Azul, passa-se de rochas sedimentares praticamente destituídas de metamorfismo através de metassedimentos com

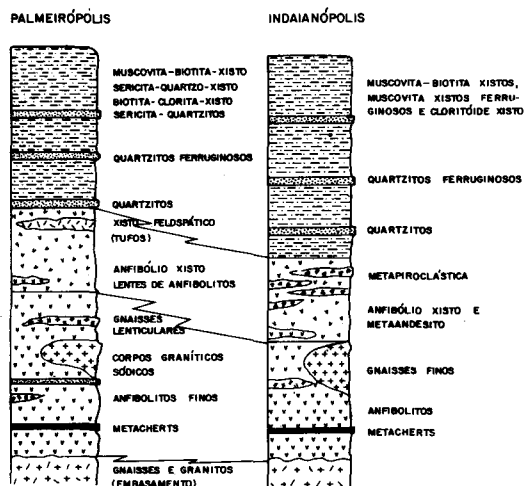


FIG. 6 - SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES DE PALMEIRÓPOLIS E INDAIANÓPOLIS (Ribeiro Filho e Teixeira, 1980)

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

paragêneses de fácies xisto verde baixo (sericita – clorita – quartzo) na porção oriental do Grupo Araí, para xistos com estaurolita no vale do Rio Tocantins e mesmo com silimanita, a noroeste de Mata Azul, no Grupo Serra da Mesa. A zona da clorita, da região de Nova Roma-Cavalcante, dá lugar à da biotita, entre as serras de Caldas e do Ticunzal, acerca de 50 km a leste do Rio Tocantins. Granada almandina aparece pela primeira vez a leste da Serra do Retrato e estaurolita na margem leste do Rio Tocantins. Dessa forma, a passagem da fácies xisto verde para a fácies anfíbolito parece ser balizada pelo Rio Tocantins. Daí para oeste, granada, estaurolita e cianita passam a ser componentes importantes das paragêneses metamórficas dos metapelitos do Grupo Serra da Mesa, até a altura de Mata Azul, onde silimanita aparece esporadicamente, nas rochas de composição apropriada. Coincidentemente, é essa a área em que ocorrem os vários corpos de granitos pegmatóides, sugerindo que ali foram atingidas as condições de pressão e temperatura necessárias à anatexia e à produção de magmas graníticos.

Na porção sul do segmento setentrional, o zoneamento metamórfico não está elucidado. Aparentemente, há extensas áreas com paragêneses típicas de fácies xisto verde, como a oeste de Niquelândia (Danni e Leonardos, 1980), e na região de Itapaci (Danni e Ribeiro 1978; Ribeiro Filho et alii, 1978), que dão lugar a metamorfitos de fácies anfíbolito nas vizinhanças de Uruaçu.

TECTÔNICA

As feições de deformação presentes no segmento norte da faixa de dobramentos mostram também clara polaridade, crescendo a sua intensidade de leste para oeste. Na banda oriental, as dobras são em geral abertas e suaves, acompanhadas por numerosas falhas e fraturas, atestando o estado pouco dúctil dos materiais deformados. Em direção a oeste, os dobramentos vão se tornando cada vez mais fechados, passando a isoclinais de flancos inversos, com vergência para leste. A recristalização metamórfica propicia a constituição de superfícies de xistosidade de fluxo de plano axial. As direções são sobretudo submeridianas, especialmente entre Mata Azul e Cavalcante. A leste do Rio Tocantins, o embasamento do Grupo Araí foi envolvido nessas deformações mostrando-se intensamente cataclásado e suas paragêneses minerais parcialmente reconstituídas para associações de fácies xisto verde.

No contexto das estruturas regionais, tem papel de destaque as braquianticlinais desenvolvidas em torno dos granitos Serra do Encosto, Serra Dourada, Serra da Mesa, Serra Branca, Córrego Florêncio e Chapada de São Roque, e que mostram movimentações verticais em mais de uma etapa.

Na região de Itapaci, dominam direções próximas de E–W, que infletem para NE–SW na direção de Uruaçu, acompanhando a forma virgada do complexo de Barro Alto-Goianésia. A leste de Mara Rosa, as direções dominantes são NW–SE, e parecem refletir feições superimpostas posteriores. Aliás, em toda a extensão do segmento, grande parte das estruturas dobradas uruaçuanas acham-se afetadas por deformações posteriores, ligadas possivelmente à tectogênese brasileira. Em consequência, as dobras isoclinais e a xistosidade de plano axial mostram-se redobradas, deformadas por kinks e seccionadas por superfícies de clivagem de crenulação ou de deslizamento (Fuck e Marini, 1978, 1979).

De grande importância são também as extensas falhas longitudinais inversas, em geral de alto ângulo. Grande parte delas

parece ser de idade brasileira, uma vez que envolvem unidades do Proterozóico Superior, ou, pelo menos, foram reativadas durante o Brasiliano, como a de Minaçu, que colocou o Maciço de Cana Brava sobre o Grupo Serra da Mesa e tem seus blastomilonitos datados em 644 ± 27 m.a. (Girardi et alii, 1978).

O SEGMENTO MERIDIONAL

EXTENSÃO

O segmento meridional da faixa de dobramentos do Proterozóico Médio abrange o sul de Goiás e o Triângulo Mineiro, estendendo-se de forma descontínua, desde a Inflexão dos Pirineus, até a região da represa de Furnas, com uma direção predominantemente NW–SE (Fig. 1). Essa vasta área é ocupada por rochas metamórficas enquadradas no Grupo Araxá e na Formação Canastra. No conjunto, a faixa mostra uma inequívoca polaridade tectônica, com vergência voltada de maneira geral, para o Craton do São Francisco. Também de maneira geral, o metamorfismo, de tipo barroviano, cresce de leste para oeste. A polaridade sedimentar e magmática é, no entanto, pouco clara, o que pode ser creditado ao escasso conhecimento estratigráfico e aos extensos cavaleamentos e nappes de charriage que obliteraram as prováveis unidades plataformais existentes na porção leste da faixa, aliás, também coberta pelos metassedimentos do Proterozóico Superior.

O embasamento da faixa está à mostra em várias áreas. É constituído predominantemente por rochas granito-gnáissicas, que localmente alojam *greenstone belts*, como em Pium-i Fortaleza de Minas e Goiás. Na região de Goiânia e Anápolis, o Grupo Araxá assenta discordantemente sobre rochas granulíticas.

ESTRATIGRAFIA

O conhecimento da estratigrafia dos metamorfitos que integram o segmento sul da faixa de dobramentos é incipiente. Na maior parte dos trabalhos realizados, os autores se limitam a apresentar a distribuição dos tipos litológicos, pois, por tratar-se de uma região complexamente deformada, tem sido muito difícil obter a sucessão estratigráfica, com suas provavelmente numerosas variações faciológicas. Não há, por conseguinte, coluna estratigráfica estabelecida para toda a região. As tentativas já feitas se referem a empilhamentos em áreas restritas, sem que tenha sido convenientemente testada a possibilidade de estendê-las para áreas mais extensas, ou mesmo para toda a faixa. Assim, as correlações são muito dificultadas e não são conhecidas as distribuições das fácies. Da mesma forma, são desconhecidas as espessuras das unidades, a não ser em casos de camadas específicas, como por exemplo, os quartzitos que sustentam a Serra Dourada, entre Córrego do Ouro e a cidade de Goiás.

Uma constatação feita em muitas áreas no sul de Goiás e oeste de Minas Gerais, é a de que, na base dos metamorfitos considerados como pertencentes ao Grupo Araxá, há um pacote de rochas gnáissicas bandadas (Fig. 7), que, em direção ao topo, gradam para xistos feldspáticos e micaxistos (Braun, 1970; Barbosa et alii, 1970a; Danni e Fuck, 1970; Brandalise et alii, 1971; Oliveira e Bittar, 1971; Baeta Jr. et alii, 1972; Danni et alii, 1973; Pena et alii, 1975; Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978; Araújo Filho, 1978, 1980; Silva et alii, 1978). Não é conhecido o limite inferior, nem tampouco a espessura desse conjunto de gnais-

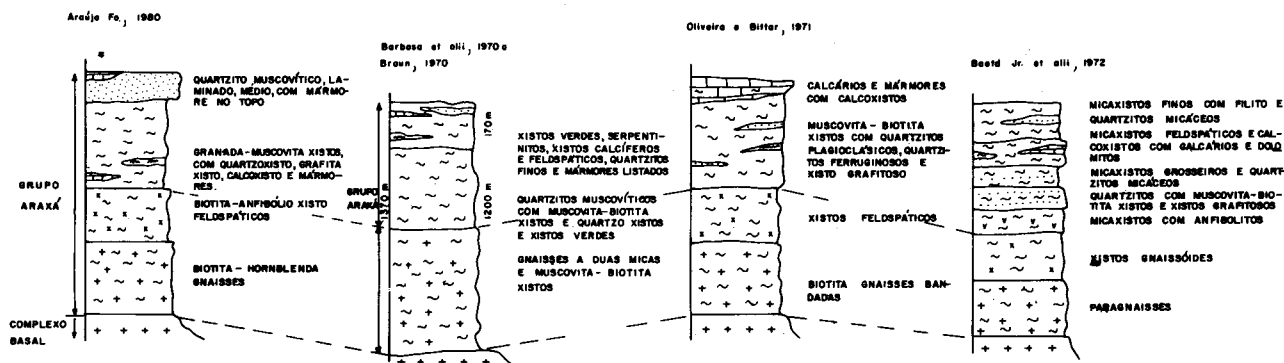


FIG 7 - CORRELAÇÃO ENTRE SEQUÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS PROPOSTAS PARA O GRUPO ARAXÁ, NO SEGMENTO SUL DA FAIXA URUCUANA (colunas rec. stituídas a partir de observações dos textos, com espessuras arbitrárias)

ses. Além disso, os mesmos têm sido confundidos com os granito-gnaisses e rochas associadas que constituem o embasamento da faixa de dobramentos, de tal sorte que nem sua extensão é conhecida. Tais gnaisses, em geral biotita gnaisses, aos quais se associam muscovita-biotita gnaisses, epidoto-biotita gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses, além de xistos feldspáticos, são provavelmente os sucedâneos de sedimentos de tipo grauvaça, depositados nas zonas mais profundas da bacia médio-proterozóica, ou, em parte, de rochas vulcânicas ácidas. Neles são encontradas intercalações de metapelitos, lentes de mármore e anfibólitos, atestando a contemporaneidade de vulcanismo básico.

Em algumas áreas, entretanto, como, por exemplo, na Serra Dourada, entre Córrego do Ouro e Goiás, há uma marcante discordância estrutural e metamórfica com o embasamento granito-gnaissico: a seqüência do Proterozóico Médio se inicia por pacote de até 300 m de espessura de quartzitos, muscovíticos e laminados no topo, e que, em sua porção superior, intercalam lentes de conglomerados diamantíferos (Danni et alii, 1973). Segue-se uma camada (250m) de quartzito xisto, que na base, intercala bancos de quartzito e no topo passa a filitos sericíticos e clorita xistos. Tal seqüência representa provavelmente uma sedimentação plataformal de borda de bacia.

Mais para o interior da bacia, a sucessão é continuada por uma seqüência de xistos, cuja espessura foi estimada em 1.200 m por Braun (1970), na região de Ipameri. A constituição dos xistos é variada, havendo desde xistos calcíferos e feldspáticos, quartzito xistos com intercalações de quartzitos micáceos laminados, até xistos pelíticos compostos de muscovita, biotita, quartzo, granada, plagioclásio, estauroлита, cianita e, localmente, silimanita. Associam-se-lhes quartzitos ferruginosos, xistos hematíticos, xistos grafitosos, lentes de mármore e rochas calcossilicatadas a diopsídio e zoisita, além de anfibólitos. Tais xistos contêm minerações de rutilo, cianita, grafita e cassiterita (Ipameri).

De acordo com Braun (1970) e Barbosa et alii (1970a), na região de Caldas Novas, essa unidade é sucedida por micaxistos calcíferos e cloríticos, com granada, que passam a microclina gnaisses, e que se associam à muscovita quartzitos; no topo da seqüência intercalam-se xistos verdes, actinolita xistos, talco xistos, serpentinitos e anfibólitos, além de leitos quartzíticos e lentes de mármore micáceo listrado. Segundo Drake Jr.

(1980), esse conjunto representaria uma mélange ofiolítica, obductada sobre uma margem continental, através de uma nappe dirigida para leste, recobrando os metassedimentos plataformais da branquianticlinal de Caldas Novas, que atribuiu ao Grupo Bambuí, e que pertencem provavelmente ao Grupo Paranoá.

A natureza das rochas metassedimentares e metaígneas que integram o Grupo Araxá no sul de Goiás e oeste de Minas Gerais indica efetivamente que se trata, em grande parte, de materiais originários de mar profundo. Conforme Teixeira e Danni (1978), na região de Passos o grupo é constituído por uma sedimentação *flyschóide* com clásticos grosseiros e vulcanismo andesítico subordinado, depositada nas zonas tectonicamente mais ativas (Fig. 8).

Sobre esse conjunto, na porção sul de Goiás e no Triângulo Mineiro, assenta-se o pacote de metamorfitos conhecidos como Canastra. Admitido inicialmente como discordante, em face sobretudo do metamorfismo menos acentuado (Barbosa, 1955; Almeida, 1967, 1968), vem sendo considerado, mais recentemente, como uma formação do topo do Grupo Araxá (Barbosa et alii, 1970a, 1970b; Paulsen et alii, 1974; Schobbenhaus Filho, 1975b; Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978) por não ter sido reconhecido hiato sedimentar ou quebra metamórfica entre as duas unidades. Concepção distinta é defendida por Braun e Baptista (1978), que admitem ter a Formação Canastra uma posição basal em relação aos micaxistos Araxá.

Na região de Passos, Teixeira e Danni (1978) dividem o Grupo Araxá na seqüência Passos (inferior) constituída de xistos granatíferos e feldspáticos, e na Formação Canastra, esta abrangendo as seqüências Serra da Ventania (quartzitos, muscovita xistos, metassedimentos tufáceos) e Itaú (filitos, clorita xistos, lentes de metacalcário). Esses autores afirmam que essa seqüência litológica é característica de um mesmo ciclo sedimentar, no qual a Seqüência Passos representaria uma sedimentação *flyschóide*, com clásticos grosseiro e vulcanismo andesítico subordinado, depositada em áreas tectonicamente mais ativas; já a Formação Canastra teria se depositado sobre a elevação continental próxima do talude, sendo constituída por sedimentação terrígena progradante, mais ou menos contínua, com calcários e argilitos no topo, encerrando o ciclo deposicional. A disposição invertida desse pacote é explicada através de um meganticlinal cujo flanco inverso foi transladado

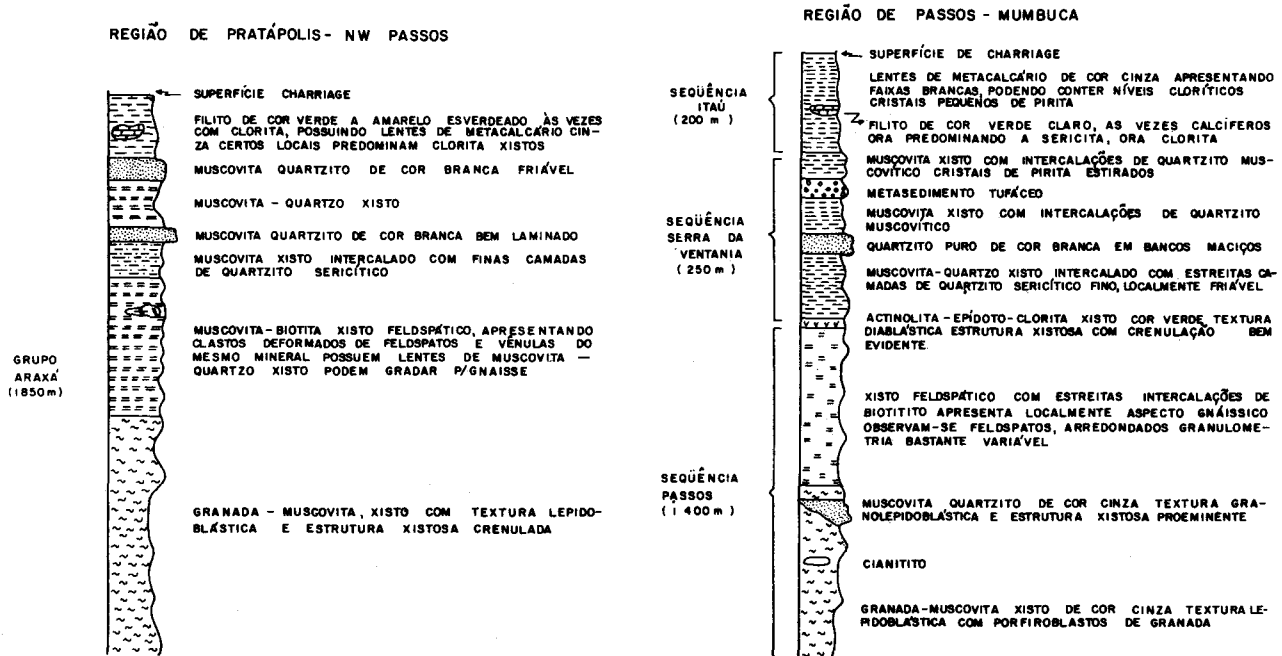


FIG. 8 - COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DA PORÇÃO SUL DA FAIXA URUAQUANA (Teixeira e Danni, 1978 - modificado)

como uma nappe de charriage por sobre o embasamento granito-gnáissico, interpretação essa corroborada por Schmidt e Fleischer (1978).

A situação é aparentemente diferente na Serra da Canastra, onde Brandalísé et alii (1971) e Silva et alii (1978) mostram que os quartzitos ocupam uma posição superior em relação aos filitos, havendo passagem destes para micaxistos.

A posição da Formação Ibiá é ainda controversa. De acordo com Barbosa et alii (1970a, 1970b), um conglomerado basal separa a formação dos quartzitos Canastra subjacentes, que, por consequência, seriam mais antigos. Menezes Filho et alii (1977) consideram as litologias de ambas as formações como intimamente misturadas, na região das cabeceiras do Rio Abaeté. Já Paulsen et alii (1974) supõem que os calcoxistos Ibiá não podem ser separados do Araxá, considerando-os como parte da mesma unidade. Braun e Baptista (1978) adotam posição semelhante e aventam a hipótese de que a Formação Ibiá corresponde à parte superior do Grupo Araxá, que, segundo Barbosa et alii (1970b) abrange micaxistos ricos em intercalações de calcoxistos e mármore. Dardenne et alii (1978) consideram o metaconglomerado basal da formação como o equivalente metamórfico do tilito de base Bambuí, e, por consequência, a Formação Ibiá seria um equivalente mais metamórfico desse grupo.

MAGMATISMO

Apesar do conhecimento superficial do segmento sul, sobretudo em termos petrográficos e químicos, a maioria dos autores que estudaram a região menciona a ampla predominância dos metassedimentos sobre os metamorfitos ortoderivados,

com a exceção de Braun e Baptista (1978), que julgam ser a maior dos xistos Araxá representativa de rochas vulcânicas metamorizadas. Nada obstante, a atividade de ígnea esteve presente ao longo da evolução geológica dessa parte do cinturão, embora nem sempre seja reconhecida nas rochas mais deformadas e metamorizadas, especialmente aquelas originalmente intermediárias a ácidas.

As manifestações mais notáveis de rochas ígneas no âmbito do segmento meridional são representadas por corpos máfico-ultramáficos alpinos e por rochas graníticas intrusivas.

Os corpos alpinos encontrados na região apresentam dimensões reduzidas, que vão de algumas dezenas de metros até cerca de 4 km, como é o caso de Morro Feio (Hidrolândia) e Morro da Platina (Mairipotaba). Segundo Berbert (1970), trata-se de peridotitos-dunitos parcial ou totalmente serpentinizados e/ou talcificados, dispostos em perfeita concordância com os xistos, quartzitos e anfibolitos encaixantes, pertencentes ao Grupo Araxá. O mesmo autor refere que quase sempre pode ser reconhecido um zoneamento nesses corpos, consistindo de estreita zona externa de clorita xistos passando a uma de talco xistos e esteatitos, e a uma interna de serpentinito talcoso. Nos corpos maiores, há um núcleo de serpentinito. A eles se associam mineralizações de cromo, níquel, antofilita, asbesto crisotila, talco lamelar e esteatito.

As ocorrências mais bem conhecidas são as de Morro Feio (Berbert e Mello, 1969), Interlândia-Abadiânia (Berbert et alii, 1970), Bonfinópolis (Bittencourt e Correa, 1970), Morrinhos, Mairipotaba, Anápolis e Pirenópolis (Barbosa et alii, 1970a; Pena et alii, 1975), Linda Vista e Anicuns (Oliveira e Bittar, 1971), Goianésia e Pirenópolis (Baeta Jr. et alii, 1972;

Araújo Filho, 1978), Romaria, Monte Carmelo e Sacramento (Barbosa et alii, 1970b).

O magmatismo básico é representado por inúmeras ocorrências de anfibólitos, na forma de diques e/ou soleiras e, muito provavelmente como derrames. Infelizmente, tais rochas não têm sido individualizadas nos mapas geológicos existentes, a não ser em raros casos, como na região de Goianésia-Pirenópolis (Barbosa et alii, 1970a; Baeta Jr. et alii, 1972; Araújo Filho, 1978). Dá-se esse fato, de um lado, pela dimensão reduzida dos corpos, e de outro pelas dificuldades em reconhecer e delimitar rochas ígneas intensamente deformadas, metamorfozadas e intemperizadas. Guimarães e Dutra (1964) referem importante contribuição vulcânica básica, especialmente de natureza piroclástica, nos metamorfitos Araxá da região de Ipameri. Teixeira e Danni (1978) mencionam igualmente a presença de piroclásticas, de natureza andesítica, na região de Passos. Trabalhos de maior detalhe certamente revelarão, no futuro, ocorrências muito mais expressivas do vulcanismo contemporâneo à sedimentação, sobretudo em associação às facies de mar mais profundo.

O magmatismo de natureza granítica é relativamente restrito, manifestando-se através de pequenos corpos granodioríticos até graníticos esparsamente distribuídos ao longo do cinturão. O número pequeno de corpos ácidos e suas dimensões quase sempre reduzidas provavelmente são conseqüências das condições geodinâmicas de evolução do cinturão metamórfico, em face do gradiente geotérmico aparentemente reduzido, condicionando um metamorfismo de tipo barroviiano ou cianita-silimanita, raramente alcançando as condições necessárias à anatexia e à produção de magmas graníticos. Tudo indica que esses corpos são tardi a pós-tectônicos.

Em Minas Gerais, conhecem-se apenas os granodioritos de Estrela do Sul e da região de confluência dos rios São Marcos e Paranaíba, o primeiro deles nitidamente intrusivo nos xistos Araxá (Barbosa et alii, 1970b). Em Goiás, conhece-se um maior número de intrusões, como em Campo Alegre de Goiás (portador de cassiterita) e Piracanjuba (Barbosa et alii, 1970a), em Cromínia, Pontalina e Mairipotaba (Barbosa et alii, 1970a; Pena et alii, 1975), em Palmeiras de Goiás, Cesarina, Nazário e Anicuns (Oliveira e Bittar, 1971; Pena et alii, 1975). Os maiores corpos foram encontrados ao norte de Córrego do Ouro e na Serra do Facão (Pena et alii, 1975), introduzidos em gnaisses e xistos.

A idade dessas intrusivas não é bem conhecida. Há poucas determinações radiométricas, que indicam idades mínimas e provável rejuvenescimento durante o Ciclo Brasileiro.

METAMORFISMO

Em virtude da elevada complexidade tectônica, resultante da superposição de vários eventos de deformação, ainda não foi estabelecida a zonação metamórfica no segmento sul da faixa de dobramentos. Em princípio, constata-se que há uma polaridade metamórfica, crescendo o metamorfismo de leste para oeste. Entretanto, esse crescimento não é linear, como conseqüência da superposição de fatias tectônicas imbricadas, associadas a extensas falhas inversas e a nappes de charriage, como em Caldas Novas (Drake, 1980) e na região de Passos (Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978), razão pela qual há significativas interrupções na polaridade, além da cataclase e diaftorese superimpostas.

A sucessão de paragêneses metamórficas indica que se trata de cinturão do tipo cianita-silimanita ou barroviiano, conforme se verifica na seção entre Brasília e Anápolis, onde podem ser

identificadas as zonas da clorita, biotita, granada, estauroлита e cianita. Rochas portadoras de silimanita são conhecidas na região de Pontalina.

Na seção Campo Alegre de Goiás – Ipameri – Caldas Novas – Morrinhos, a polaridade é interrompida nas vizinhanças do vale do Rio Corumbá, onde metamorfitos portadores de cloritóide e do par clorita-quartzo constituem faixa com paragêneses típicas de facies xisto verde, ladeada a leste e a oeste por rochas da facies anfibólito. O problema não está ainda esclarecido, mas, ao que parece, ali estão expostas litologias da porção superior do Grupo Araxá e, provavelmente, da Formação Canastra (Braun, 1970; Danni e Fuck, 1970), metamorfizadas em condições menos enérgicas e preservadas no local em razão de falhas inversas.

Também em Caldas Novas e na região de Passos-Alpinópolis a zonação metamórfica está invertida, o que se deve às estruturas tipo nappe ali identificadas (Drake Jr., 1980; Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978).

TECTÔNICA

No segmento meridional da faixa de dobramentos, os lineamentos mostram direção preferencial NW–SE, que sofre brusca inflexão na região de Pirenópolis, onde dominam direções próximas de E–W, presentes também na Serra Dourada, ao sul da cidade de Goiás. A virgação das estruturas na região de Pirenópolis-Goianésia não é bem compreendida. Marini et alii (1977, 1978) aventaram a hipótese de que poderia tratar-se da junção de dois cinturões distintos e, dessa forma, a inflexão seria o resultado de gigantescos drags, numa zona de sutura.

Segundo Araújo Filho (1980), a Inflexão dos Pirineus é uma estrutura polideformada, com cinco fases de dobramento e uma fase rígida tardia, responsável por tectônica local em bloco. A primeira fase é representada por eixos de dobras isoclinais reviradas e localmente recumbentes, com direção N80W a E–W e vergência para sul. O autor crê que essa fase pertence ao Ciclo Uruçuano e é controlada por uma extensa zona de falhas transcorrentes detectadas por aerogeofísica magnética nos terrenos do embasamento. As fases seguintes, que consistem de dobras levemente assimétricas, co-axiais à primeira fase, dobras abertas levemente assimétricas com eixos entre N50E e N10W e duas fases de kink com eixos N50W e N40E, respectivamente, foram atribuídas por Araújo Filho (1980) ao Ciclo Brasileiro.

Na região de Caldas Novas, Drake Jr. (1980) identificou três conjuntos de dobras co-axiais. Eixos de dobras recumbentes mais antigas foram dobradas recumbentemente e ambos esses eixos foram deformados por dobras mais ou menos simétricas quase verticais, o conjunto tendo sido dobrado por uma fase oblíqua tardia. Segundo o autor, o acamamento é completamente transposto e o elemento planar principal é a foliação de transposição, que, em muitos locais, foi, por sua vez, transposta. Há muitas exposições em que se vê charneiras de dobra rompidas, “flutuando” em meio pelítico.

Em toda a extensão meridional do cinturão, grande parte das estruturas resultantes da primeira fase de tectogênese foi obliterada pelas fases posteriores, relacionadas ao Ciclo Brasileiro. Estão representadas sobretudo por importantes e extensas falhas longitudinais inversas, freqüentemente com ângulos elevados, cuja direção é próxima da meridiana. Tais falhas, às vezes imbricadas, mostram transporte de oeste para leste, no sentido do Craton de São Francisco, e a elas se associam intensos processos de diaftorese.

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

Algumas falhas são de baixo ângulo e foram caracterizadas como nappes de charriage, como na região de Caldas Novas (Drake Jr. 1980) e ao sul de Furnas (Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleischer, 1978). Essas estruturas indicam amplo transporte tectônico (no caso de Caldas Novas, cerca de 200 km), de oeste para leste e são de idade brasileira, uma vez que, através delas, os metamorfitos Araxá e Canastra são posicionados por sobre litologias enquadradas nas unidades estratigráficas do Proterozóico Superior.

Outra feição marcante nessa parte do cinturão é constituída pelas extensas falhas transcorrentes, presentes no sul de Goiás, onde foram denominadas de Sistema Goiano Transversal por H. Inđa (in Barbosa et alii, 1970a).

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M., – 1967 – *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM, DGM, 241, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M., – 1968 – Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais Acad. Brasileira de Ciências*, 40 (suplemento): 285-295, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y. e NEVES, B.B.B., – 1976 – The Upper Precambrian of South America. *B. Inst. Geol. USP*, 7: 45-80, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B. e FUCK, R.A., – 1977 – Províncias estruturais brasileiras. Campina Grande. *Atas VIII Simp. Geol. Nordeste*, p. 363-391.
- ARAÚJO FILHO, J.O., – 1978 – The geology of Pirenópolis – Corumbá de Goiás, central Brazil: a contribution. *6 Geowiss. Lateinamer. Koll. Stuttgart, Kurzfassungen*, p. 7-8.
- ARAÚJO FILHO, J.O., – 1980 – Geology of the Pirineus Mega-Inflection, Goiás, Brazil, *7 Geowiss. Lateinamerika Koll., Tageheft*, p. 9-11, Heidelberg.
- ARAÚJO, V.A. e ALVES, A.C., – 1979 – *Projeto Cana Brava – Porto Real*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM (inédito).
- BAETA JR., JOSÉ D.A., FIGUEIREDO, A.N., SOUZA, E.P. e MELLO, J.C.R. – 1972 – *Projeto Goianésia – Barro Alto*. Relatório Final. Goiânia DNPM/CPRM, 2V. (inédito).
- BARBOSA, O. – 1955 – Guia das excursões. Rio de Janeiro, 99 Congr. Bras. Geol., *Noticiário*, 2: 3-5.
- BARBOSA, O., – 1963 – *Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC (inédito).
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., DYER, R.C., BRAUN, O.P.G. E COTTA, J. C., – 1969 – *Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 225 p. (inédito).
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M.B., DYER, R.C., BRAUN, O.P.G., FRATIN, H. e MENEGUASSO, G., – 1970a – *Projeto Goiânia*. Relatório preliminar. Rio de Janeiro, DNPM/PROSPEC, 75 p. (inédito).
- BARBOSA, O., BRAUN, O.P.G., DYER, R.C. e CUNHA, C.A.B.R., – 1970b – Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM, 136, 200 p. Rio de Janeiro.
- BARBOSA, O., RAMOS, J.R.A., GOMES, F.A. e HELMBOLD, R., – 1966 – *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Monogr., 19, 94 p.
- BERBERT, C.O., – 1970 – Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás, Brasília, *Anais* 249 Congr. Bras. de Geol., 41-50.
- BERBERT, C.O., CORREIA, J.A. e MELLO, J.C.R., – 1970 – *Geologia da área Interlândia – Abadiânia, Goiás*. DNPM/DFPM, 135, Rio de Janeiro.
- BITTENCOURT, C.M. e CORREIA, J.A., – 1970 – *Geologia da área de Goiânia – Bonfinópolis, Goiás*. DNPM/DFPM, 134, Rio de Janeiro.
- BRAUN, O.P.G., – 1970 – *Geologia da área de Caldas Novas, Ipameri e arredores, no Estado de Goiás*. Brasília, 249 Congr. Bras. Geol. Bol. Esp. 1:205-207.
- BRANDALISE, L.A., SOUZA, A.A., Queiroz, E.T., VIANNA, I.A., SILVA, J. e NERY, J.R.D., – 1971 – *Projeto Folha do Rio de Janeiro*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 249 p. (inédito).
- BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B., – 1978 – Considerações sobre a geologia precambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. In *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas marginais*. Salvador, SBG/Núcleo da Bahia, Publ. Especial nº 3: 225-350, Salvador.
- COSTA, L.A.M. e ANGEIRAS, A.G., – 1971 – Geosynclinal evolution in the Epi-Baykalian Platform of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 60 (2): 10-24-1050, Stuttgart.
- COSTA, L.A.M., PORTELLA, A.C.P., NILSON, A.A., VALE, C.R.O., MARCHETTO, C.L.M., SANTOS, E.L., MENEGUASSO, G., INDA, H.A.V., STERNA, L.H., MARCHETTO, M., BAPTISTA, M.B., FRATIN, O., MOSMANN, O., OLIVEIRA, T.F. e SILVA, W.G. – *Projeto Leste Tocantins, Oeste do São Francisco*. Relatório Final. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC, 200 p. (inédito).
- CORREIA FILHO, F.C.L. e SÁ, A.M., – 1980 – *Projeto Natividade*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 6 v. (inédito).
- DARDENNE, M.A., – 1979 – Les Mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoique Supérieur dans le Brésil Central. Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), *Thèse de Doct. d'État*, Paris, 251 p.
- DARDENNE, M.A., FARIA, A., MAGALHÃES, L.F. e SOARES, L.A. – O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Craton do São Francisco. *Soc. Bras. Geol. Núcleo Centro-Oeste*, 7/8: 85-97, Goiânia.
- DANNI, J.C.M., DARDENNE, M.A., FUCK, R.A. e RIBEIRO, M.J., – 1973 – Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, Goiás, Brasil. *Rev. Bras. de Geociências*, 3 (3): 160-180, São Paulo.
- DANNI, J.C.M. e FUCK, R.A., – 1970 – Excursão nº 4: Regiões de Morro Feio e Ipameri, Trecho Morrinhos-Ipameri. 249 Congr. Bras. Geol. *Bol. Esp.* 2: 73-87, Brasília.
- DANNI, J.C.M. e LEONARDOS, O.H., – 1980 – Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia complex, Brazil. 269 Congr. Geol. Int., *Abstracts*, V. 1, p. 35, Paris.
- DANNI, J.C.M. e RIBEIRO, C.C., – 1978 – Caracterização estratigráfica da seqüência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. *Anais* 309 Congr. Bras. Geol. 2: 582-596, Recife.
- DRAKE Jr., A.A., – 1980 – The Serra de Caldas Window. *Geol. Surv. Prof. Paper* 1119: 1-11, Washington.
- EBERT, H., *Tectônica do Precambriano (São João Del Rei)*. DNPM, DGM Rel. Anual, p. 97-107, Rio de Janeiro.
- FUCK, R.A. e MARINI, O.J., – 1978 – *Projeto São Felix, Geologia da área do Eixo "A"*. Brasília, Convênio FUB/ELETRONORTE, 83 p. (inédito).
- FUCK, R.A. e MARINI, O.J., – 1979 – *Projeto São Felix. Geologia da Folha Córrego São Bento*. Brasília, Convênio FUB/ELETRONORTE, 49 p. (inédito).
- GIRARDI, V.A.V., KAWASHITA, K., BASEI, M.A.S. e CORDANI, U.G. – 1978 – Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. In: *Anais* 309 Congr. Bras. Geol., 1: 337-348, Recife.
- GUIMARÃES, D. e DUTRA, C.V., – 1964 – *Contribuição à petrografia e geoquímica da jazida estanífera de Ipameri, Goiás*. DNPM/DFPM, Avulso 86: 13-38, Rio de Janeiro.
- HASUI, Y., ABREU, F.A.M. e SILVA, J.M.R., 1977 – Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro Norte do Brasil. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 8: 107-117, São Paulo.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M., – 1970 – Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. *B. Soc. Brasil. Geol.*, 19 (1): 5-26, São Paulo.
- HASUI, Y., HENNIES, W.T. e IWANUCH, W., 1975 – Idades Potássio-Argônio do Precambriano da Região Centro Norte do Brasil. *Bol. Inst. Geoc., USP*, 6: 77-83, São Paulo.
- MARINI, O.J., BARBOSA G.V. DARDENNE, M.A., FARIA, A. e FUCK, R.A. 1974 – *Projeto Serra Dourada*. Relatório Final, Brasília, DNPM/FUB, 188 p. (inédito).
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. e FARIA, A., 1977 – Contribuição à Geologia do Precambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. de Geociências*, 7 (4): 304-324, São Paulo.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. e TEIXEIRA, N.A., – 1978a Dobramentos da borda oeste do Craton do São Francisco. In *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, SBG-Núcleo da Bahia, Publ. Especial nº 3: 155-193.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A. e FIGUEIREDO, A.N., – 1976 – *Projeto São Felix*. Relatório Final. Brasília, Convênio FUB/ELETRONORTE, 125 p. (inédito).
- MARINI, O.J., LIBERAL, G.S., REIS, L.T., TRINDADE, C.A.H. e SOUZA, S.L., 1978b – Nova Unidade Litoestratigráfica do Precam-

- briano do Estado de Goiás. Recife, 30º Congr. Bras. Geol., *Bol.* 1:126-127.
- MELLO, J.C.R. e BERBERT, C.O. - 1969 - *Investigação geológico-econômica da área de Morro Feio, Hidrolândia, Goiás*. DNPM/DFPM, 132, Rio de Janeiro.
- MENEZES FILHO, N.R., MATTOS, G.M.M. e FERRARI, P.G., 1977 - *Projeto Três Marias*. Relatório Final. DNPM/CPRM, 6V, (inédito).
- MIYASHIRO, A. - 1973 - *Metamorphism and metamorphic belts*. London Allen & Unwin, 492 p.
- MOORE, B., 1963 - *Geological reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão basin*. PETROBRÁS/DEPEX, Relatório 1854, Rio de Janeiro (inédito).
- OLIVEIRA, C.C. e BITTAR, N., 1971 - *Projeto Bandeirante*. Goiânia, DNPM/CPRM, 78 p. (inédito).
- PAULSEN, S., BOSUM, W., HAGENS, D., LACERDA, G.M., LIMA, G.E.S., 1974 - *Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Pratinha-Argenita-Tapira-Serra da Canastra, Minas Gerais*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM/BFB, 57 p. (inédito).
- PENA, G.S., PEREIRA, A.D.C., TAKAHASHI, A.T., OGUINO, K., FERREIRA NETO, M.H. e ARAÚJO, V.A. 1975 - *Projeto Goiânia II*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 5 V. (inédito).
- RIBEIRO FILHO, W., COSTA, J.F.G., ARAÚJO, V.A. VALENTE, C.R., MACHADO, E.C., MATOS, S.H.S., RODRIGUES, R., VIAM, O., SÁ, A. M. e LIMA, P.F.C. - 1978 - *Projeto Pilar - Mara Rosa*, Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 9 V. (inédito).
- RIBEIRO FILHO, W. e TEIXEIRA, N.A., 1980 - Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. *Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-oeste*. (inédito).
- SABOIA, L.A., 1979 - Os "Greenstone belts" de Crixás e Goiás-GO. SBG-Núcleo Centro-Oeste, *Bol. Informativo* 9: 43-72, Goiânia.
- SCHOBENHAUS FILHO, C., OGUINO, K., RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A. e TAKANOHASHI, J.T., 1975a - *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia (SE-22)*. Brasília, DNPM, 87 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C., RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A. e TAKANOHASHI, J.T., 1975b - *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Tocantins (SC-22)*. Brasília, DNPM, 57 p.
- SCHOBENHAUS FILHO, C., RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A., TAKANOHASHI, J. T., LINDENMAYER, A.G., VASCONCELOS, J.B., e ORLANDI, V., 1975c - *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiás (SD-22)*. Brasília, DNPM, 114 p.
- SCHIMIDT, W. e FLEISCHER, R., 1978 - Estilo estrutural do Precambriano no sudoeste de Minas Gerais. *Anais* 30º Congr. Bras. Geol. 1: 431-434, Recife.
- SILVA, G.F., LIMA, M.I.C., ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G., 1974 - Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. *Proj. RADAMBRASIL, Lev. Recursos Naturais*, 4: 1-141, Rio de Janeiro.
- SILVA, J.N., SEIXAS, S.R.M., PIMENTEL, G.B. e COUTINHO, M.G.N., 1978 - *Projeto Mantiqueira - Furnas*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. 7 V. (inédito).
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M., 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). *Anais* 30º Congr. Bras. Geol. 2: 700-710, Recife.

UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS DO EMBASAMENTO DAS FAIXAS DOBRADAS DA MARGEM OCIDENTAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

José Caruso M. Danni
Reinhardt A. Fuck
Universidade de Brasília

The basement of the Proterozoic fold belts at the western margin of the São Francisco Craton comprises mostly Archean terrains exposed in central Goiás and western Minas Gerais. The largest divisions in the regional frame of the basement are:

1. The vast sialic terrains represented by granitic, tonalitic and granodioritic gneisses in which local migmatitic facies and extensive granitic nuclei (e. g. Rubiataba) are found.
2. The amphibolitized dyke and stock provinces, which occur within the gneissic terrains.
3. The greenstone belt sequences set among granitic-tonalitic nuclei. They show sinclinal structures in elongated and narrow bands. Their initial stage is represented by ultramafic volcanism (local peridotite flows with spinifex textures), followed by basic volcanism (massive and pillowed amphibolites) culminating with acid and intermediate volcanism (meta-tuff, meta-andesite, etc.), with intercalations of chemical sediments (chert, carbonate rock, iron and graphitic formations), that vertically change to detritic deposits (conglomerate, quartzite, quartz schist). Typical regions are Pilar de Goiás, Guarinos, Crixás, Goiás Velho, Fortaleza de Minas, etc.
4. The granulitic belt of Goiás, in which the following subdivisions can be distinguished: a) The large mafic-ultramafic complexes of Serra da Mantiqueira, Serra de Cana Brava and Serra de Santa Bárbara, which are considered to be tectonic slices representing the base of the Archean crust and the Archean mantle. b) The close association of mafic (basalt and gabbro) and acid (leptinite, charnokite) granulites to metasedimentary formations (quartzite, aluminous gneiss marble, etc.). c) Mafic-ultramafic intrusions in small differentiated bodies (sills and stocks) of Americano do Brasil and Mangabal type.

5. The gabbro-anorthositic layered complexes intruded into the granulite belts and overlain by a basaltic crust (fine grained amphibolite with interbedded meta-chert).
6. The volcano-sedimentary sequences (Indaianópolis, Palmeirópolis and Juscelândia) made up of a succession of amphibolitized basaltic rocks, with intercalated meta-chert and calc-silicate rocks. Vertically they grade to intermediate and acid volcanics chaged into hornblende and biotite gneisses. Pelitic (kyanite-bearing muscovite-garnet schist) and psamitic (quartz-mica chist, quartzite, etc) metasediments are intercalated in the volcanic rocks.
7. The volcano-sedimentary basement cover represented by Proterozoic deposits of the Ticunzal Formation, intruded by cassiterite bearing granitic bodies (Nova Roma type region).

CONCEITO

No presente estudo atribui-se ao embasamento arqueano as rochas de distintos tipos de terrenos que constituem o substrato regional de extensas seqüências metassedimentares (grupos Araxá, Araí, Bambuí, etc.) datadas do Proterozóico Médio a Superior. Tais seqüências desenvolveram-se ao longo de toda a margem ocidental do Craton São Francisco, segundo duas principais faixas de dobramentos: Uruaçuana e Brasília (Almeida, 1967, 1968).

Nesse conceito está implícito o reconhecimento formal de um limite superior para o “embasamento” das mencionadas faixas, caracterizado através de uma superfície de descontinuidade tectono-estratigráfica de primeira ordem. Em muitas regiões, esse limite é claramente definido, como ao longo da borda da Serra Dourada, desde a cidade de Córrego do Ouro, passando por Goiás (Danni et alii, 1973), até ao menos a região de Uruaçu. Nessa margem, Danni e Ribeiro (1978), identificaram uma importante discordância entre o Grupo Araxá e a seqüência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás. Outras áreas em que a delimitação é claramente definida são as de Alto Paraíso-Cavalcante-Campos Belos-Nova Roma (Barbosa et alii, 1969; Dardenne, 1978a, 1978b; Marini et alii, 1978; Fuck e Marini, 1979); Formoso-Mata Azul (Marini et alii, 1977); Natividade-Almas (Costa et alii 1976; Correia Filho e Sá, 1980).

Portanto, na definição do embasamento evita-se estabelecer qualquer vínculo ou caracterização entre o conteúdo e natureza de suas litologias, aspectos apriorísticos usuais dos conceitos de Complexo Basal ou Pré-Cambriano Indiferenciado (Almeida, 1967, 1968; Barbosa et alii, 1969).

Entre as muitas dificuldades ainda não contornadas na distinção entre o Grupo Araxá e seu embasamento, a principal reside no desconhecimento de critérios que possibilitem diferenciar terrenos gnáissicos e migmatíticos desse grupo daqueles efetivamente pertencentes ao embasamento.

Na verdade esse problema tem constituído tema de muita controvérsia e tem influenciado distintas concepções cartográficas. A mais generalizada consiste em correlacionar as áreas gnáissicas-migmatíticas ao embasamento (Complexo Basal) e, regiões de formações xistosas ao Grupo Araxá (s.l). Em última análise, esse procedimento orientou o mapeamento de amplas áreas do embasamento e do Grupo Araxá no Centro-Oeste e deve ser revisto.

O real conhecimento desses vastos terrenos cristalinos não passa de superficial, considerando-se que, em sua maior parte, só foram objeto de trabalhos geológicos em escala de reconhecimento.

Recentemente, algumas importantes regiões vêm sendo mais minuciosamente pesquisadas em vista do interesse despertado

pela caracterização de seqüências do tipo *greenstone belt* ou ainda pela possibilidade de definição de tipos de metalotectos.

Apesar de incipientes, os conhecimentos adquiridos permitem identificar 7 compartimentos principais com caracteres tectono-estratigráficos distintos, integrantes do embasamento das faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco (Tabela I):

1. os terrenos granito-gnáissicos;
2. as províncias de diques e stocks básicos;
3. as seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belts*;
4. as faixas granulíticas e os grandes complexos máfico-ultramáficos granulitizados;
5. complexos gabro-anortosíticos acamadados;
6. seqüências vulcano-sedimentares associadas;
7. os corpos de granitos tântalo-estânicos e a Formação Ticunzal.

O ARQUEANO

OS TERRENOS GRANITO-GNÁISSICOS

Os granito-gnaisses ocupam a maior parte das áreas arqueanas expostas no oeste de Minas Gerais e em Goiás, servindo de embasamento para as seqüências metamórficas do Proterozóico (Fig. 1).

Nessa vasta região, predominam as exposições de ortognaisses calco-sódicos, tonalíticos e granodioríticos. A grande continuidade lateral e a acentuada homogeneidade química-mineralógica constituem o traço maior desses terrenos.

De modo geral, os ortognaisses são leucocráticos, com aspecto maciço, apresentando uma discreta foliação sobretudo quando enriquecidos em biotita ou quando submetidos a processos de deformações (cataclase) e recristalizações.

Em algumas regiões, predominam os gnaisses bandados portadores de hornblenda, granada e/ou piroxênios, tidos como originados a partir de grauvas (Barbosa et alii, 1969).

Regionalmente alguns núcleos graníticos-granodioríticos emergem em meio a esses terrenos e aos *greenstone belts* (p. e. Rubiataba, Hidrolina, Guarinos) marcando importante fase de sialização da crosta arqueana. Recente isócrona Rb/Sr sobre gnaisses deste tipo (Tassinari e Montalvão, 1980) forneceu idade de ± 2.900 m.a. e relação $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,701$, que denuncia a origem primária dessas rochas.

Apesar das feições migmatíticas serem registradas em diversas regiões (Natividade, Piloândia, Jussara, etc.), o processo de migmatização não se desenvolveu em amplas áreas. Quando presentes, são comuns as fácies metatexíticas e diatexíticas, caracterizadas por um paleossoma tonalítico-granodiorítico

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

Tabela I - UNIDADES DO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR DO EMBASAMENTO DAS FAIXAS DOBRADAS DA MARGEM OCIDENTAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

PROTEROZÓICO INFERIOR	1800(±100)m.a.	1800-2000 m.a.- Atividade tectônica reflexa nas regiões sílicas marginais ao cinturão granulítico	Granitos estaníferos Formação Ticunzal	Granitos da província estanífera de Goiás (Serra Dourada, Serra do Encosto, Serra da Mesa, Serra Branca, Passa-e-Fica, Serra do Mendes, Mocambo, Pedra Branca, etc). Gnaisses; micaxistos, xistos grafitosos, de origem marinha, localmente uraníferos (Rio Preto, Campos Belos).
		1900-2200 m.a. - Reativação tectonomagnética do embasamento ao longo do cinturão granulítico; diferenciação e ascensão de corpo gabro-anortosíticos com cobertura vulcano-sedimentar	Sequências vulcano-sedimentares tipo Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia Complexos gabro-anortosíticos (Serra dos Borges, Serra da Malacacheta). Intrusões menores máfico-ultramáficas diferenciadas (tipo Americano do Brasil, Mangabal, Águas Claras).	Metabasaltos, meta-andesitos e meta-vulcânicas ácidas sódicas (anfíbolitos, anfíbólio xistos, gnaisses) associadas a metassedimentos (xistos, quartzitos, metacherts, metacalcários). Troctolitos, anortositos e gabros acamadados, anfíbolitizados. Peridotitos, piroxenitos, hornblenditos, gabros, noritos e dioritos, parcialmente metamorfizados (Serpentinitos, talco-antofilita xistos, anfíbolitos)
A R Q U E A N O	2600(±100)m.a.	> 2.600m.a. - Desenvolvimento do cinturão móvel granulítico com plutonismo máfico-ultramáfico profundo; transcorrência com metamorfismo granulítico; plutonismo granítico.	Granitos Cinturão granulítico (Complexos de Porto Nacional, Gameleira, Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto, Anápolis-Itaçu, Guaxupé)	Granitos sódicos e potássicos tipo Rubiataba e migmatitos associados. Complexo máfico-ultramáfico diferenciados granulitizados (peridotitos, piroxenitos, noritos, gabronoritos), sequências vulcano-sedimentares granulitizadas (leptinitos, gnaisses, quartzitos, mármore, anfíbolitos); suites anortosítico-mangeríticas-charnockíticas.
		> 2.600m.a. - Individualização de calhas com vulcanismo ultramáfico komatiítico e básico até ácido, associados a sedimentação química e detrítica final	"Greenstone belts" (Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Hidrolina, Dianópolis, Goiás, Piumhi, Fortaleza de Minas)	Sequências vulcano-sedimentares epimetamórficas: meta-vulcânicas ultramáficas com textura "spinifex" (talco-clorita xistos, tremolita xistos, serpentinitos), meta-vulcânicas básicas com pillow lavas (anfíbólio xistos, anfíbolitos, epidoto-clorita xistos), metavulcânicas, intermediárias a ácidas (epidoto-clorita xistos, sericitita-quartzo xistos) e metassedimentos associados (sericitita-clorita-quartzo xistos, filitos grafitosos, metacherts, calcossilicatadas, formações ferríferas, quartzitos).
		> 3.200m.a. - Diferenciação e espessamento crustal; plutonismo ácido e básico.	Discordância Complexo Granito-gnáissico	Gnaisses tonalíticos e granodioríticos cortados por diques de metabasitos; inclui migmatitos, anateixitos e intrusões básicas, indiferenciadas, de idades diversas.

ou anfíbolítico e neossoma granítico.

Em comparação a outras regiões brasileiras (p. ex. Bahia), os terrenos gnáissicos de Goiás foram muito pouco afetados pelos processos de migmatização. Tendo em conta que este processo, em escala regional, teve seu apogeu no evento Transamazônico parece que o mesmo não afetou grandemente as rochas do embasamento no Estado de Goiás. Talvez este fato resulte do baixo teor em H₂O das rochas pré-existentes, em sua grande maioria, orto-derivadas.

Outras importantes feições impressas nos terrenos granito-gnáissicos se constituem no desenvolvimento de diversos facies de rochas cataclásticas (milonitos, filonitos, gnaisses flaser, etc.) que balizam amplos lineamentos estruturais (*shear belts*) com direções preferenciais para N20-40E e, marcam os sítios de extensas zonas rúpteis, às quais parecem estar tectonicamente condicionados corpos graníticos e de rochas máficas-ultramáficas de idades diversas (p. e. regiões de Itaú de Minas, Cavalcante, Natividade, Campos Belos, São Luiz Montes Belos, etc.).

Além das modificações texturais e estruturais introduzidas,

os ortognaisses graníticos a tonalíticos mostram sistematicamente reajustes mineralógicos sintomáticos de efeitos diaforéticos acompanhados de cisalhamento: deformações e quebraimento do quartzo; virgamento e alterações dos plagioclásios para zoisita, calcita, albita; microclinização do ortoclásio e posterior sericitização; cloritização de biotita, hornblenda e granada.

OS DIQUES E STOCKS DE METABASITOS

Em muitas regiões, é comum a ocorrência de diques e corpos de dimensões diversas, originalmente de composição básica, instalados em terrenos granito-gnáissicos.

Uma importante província de rochas básicas ocorre no bloco granítico-gnáissico situado entre as cidades de Goiás, Mozarlândia, Crixás e Rubiataba.

Embora na maior parte dos casos, estes corpos tenham sido transformados em anfíbolitos, muitos dos diques mantêm-se perfeitamente retilíneos, indicando a existência de áreas de grande estabilidade tectônica ao longo dos tempos geológicos. A idade dessas intrusões magmáticas não é conhecida, mas há

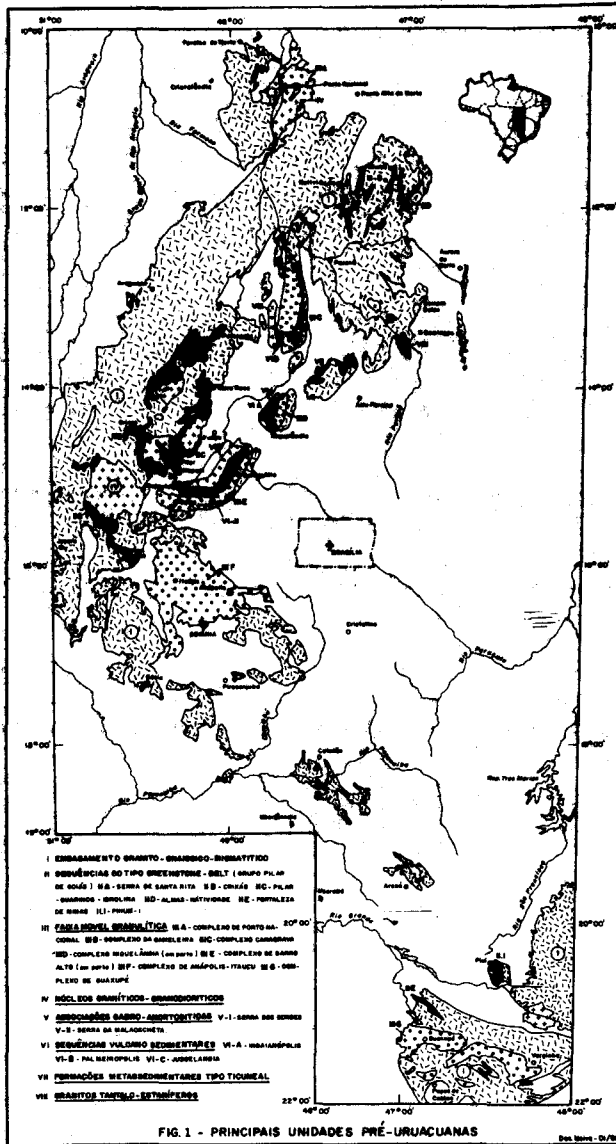


FIG. 1 - PRINCIPAIS UNIDADES PRÉ-URUCUANAS

indícios de que sejam mais antigas do que as seqüências tipo *greenstone belts* pelo fato de não seccionarem as vulcânicas da base destas seqüências (Danni e Ribeiro, 1978).

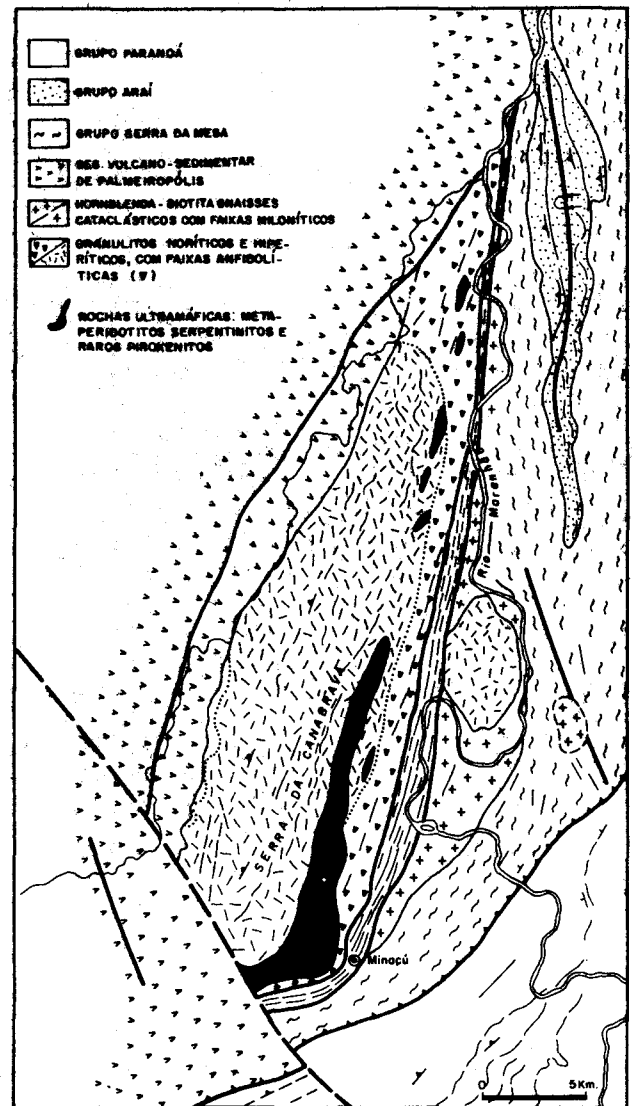
FAIXA MÓVEL GRANULÍTICA

Os terrenos granulíticos que integram o embasamento arqueano no interior do Maciço Mediano de Goiás, prolongam-se até o extremo sul no Maciço de Guaxupé, segundo uma ampla, porém descontínua faixa metamórfica com características lito-estruturais análogas a muitos dos *mobile-belts* de idade arqueana encontrados em outros escudos (Anhaeusser et alii, 1968 e 1969; Sutton, 1976).

De acordo com Almeida (1978, 1979), a faixa metamórfica granulítica demarcaria, no sul de Minas Gerais e no centro de Goiás os limites ocidentais de um antigo craton arqueano (Craton do Paramirim) que conteria o Craton São Francisco, individualizado posteriormente nos tempos uruaquanos e brasileiros.

Do ponto de vista regional, essa faixa metamórfica ocorre em segmentos isolados, sendo representada pelos complexos granulíticos de Guaxupé, Anápolis-Itaçu, Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava, Gameleira e Porto Nacional (Fig. 1).

Os limites laterais da maioria desses complexos, sobretudo



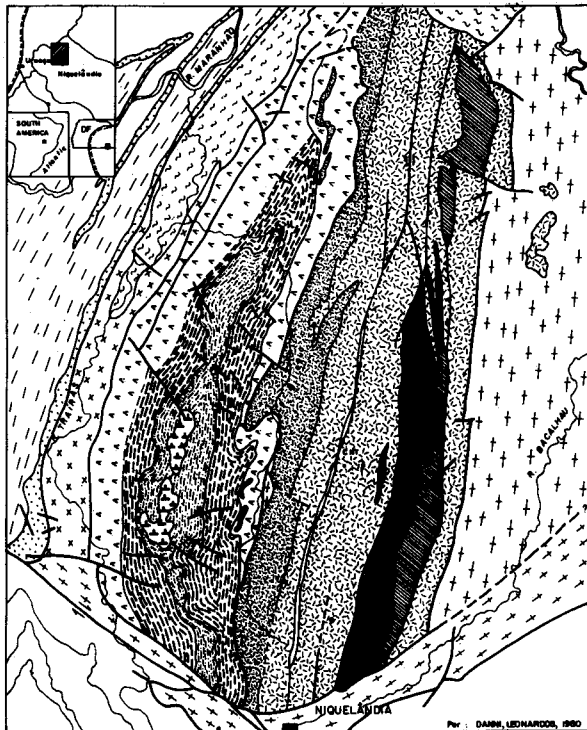
do lado oriental, são feitos através de falhas inversas de alto ângulo que os colocam de encontro a rochas siálicas também arqueanas. Nas regiões de Cana Brava, Niquelândia e Ceres-Barro Alto há evidências de que estas falhas são muito antigas apesar dos seus últimos e importantes movimentos terem idades brasileiras (Girardi et alii, 1978).

No Estado de Goiás, a descontinuidade longitudinal da faixa granulítica parece resultar da presença de rochas de cobertura, de idade proterozóica, condicionadas tectonicamente em blocos abatidos por falhas NW. No Complexo Anápolis-Itaçu, parece que as rochas granulíticas submergem por sob a super-estrutura granito-gnaissica.

Os complexos mais conhecidos são os de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava. a análise e interpretação de suas características lito-estratigráficas e estruturais permitem esclarecer alguns dos mais importantes aspectos envolvidos na evolução dessa faixa metamórfica, tais como (Figs. 2, 3 e 4).

1. A faixa de rochas granulíticas apresenta uma largura máxima de 20 km, estando em ambos os lados limitada por falhas inversas de alto ângulo. O sistema de falhas inversas da margem leste coloca as rochas granulíticas (principalmente de lavas de gabros-noritos) por sobre gnaisses do embasamento. O limite oeste, apesar de também ser de natureza tectônica, mostra um maior envolvimento das rochas granulíticas em eventos

FIG. 3 - MAPA GEOLÓGICO DE NIQUELÂNDIA-GO



LEGENDA

PRÓT. SUPERIOR	GRUPO PARANÓX ARDÓIAS RÍTMICAS, QUARTZITOS, CALCÁRIOS, ...	GRANADA ANFIBOLITOS GROBÍFEROS COM CAMADAS DE ANORTOSITOS NA BASE	MOTTIA/HORNBLENDA, GRANULITOS NORÍTICOS E GABRÓIDES
PRÓT. MEIO	GRUPO ARAUXÁ (?) METAVULCÂNICAS ÁCIDAS INTERMEDIÁRIAS MARGÔNICAS QUARTZITOS, PLÍTICAS E QUARTZITOS (a)	ANORTOSITOS	GRANULITOS NORÍTICOS E GABRÓIDES SILICÍ- TOS (EM ZONA DE TRANSIÇÃO) CORRENÇA (a)
PRÓT. INFERIOR	CHERTAS, GNAISSOS E CATAS - MARGOVITA XISTOS E ANFIBOLITOS (a)	TROCTOLITOS	META-PERIDOTITOS E META-PERIDOTITOS COM QUÍZ- LITOS, SERPENTINITOS
PRÓT. INTERMEDIÁRIA	ANFIBOLITOS FINOS COM LENTES DE CHERTAS E ROCHAS CALCOSSILICÁTICAS (a)	GNAISSOS TONALÍTICOS, CATACLASITOS E FILONITOS	
ARQUEANO			

metamórficos mais jovens pertencentes à facies anfibolítica. Nesse limite, a faixa é truncada de encontro a maciços gabro-anortosíticos ou a anfibolitos derivados de gabros e/ou de basaltos. Esta seqüência é nitidamente mais jovem e apresenta características tectono-magmáticas distintas. De acordo com Danni e Leonardos (1980), representam os estágios magmáticos que acompanharam a abertura e formação de crosta oceânica do Proterozóico Inferior, e portanto, após o evento granulítico.

2. Segundo Danni e Leonardos (1980), a sucessão estratigráfica das unidades mais inferiores que compõem a faixa granulítica está muito bem exemplificada na região da Serra da Mantiqueira, em Niquelândia. Reconhece-se nessa região uma zona basal de peridotitos metamórficos (harzburgitos, dunitos e lherzolitos) com características texturais, mineralógicas e químicas análogas aos peridotitos do manto (Fig. 3).

3. Acima, desenvolve-se uma seqüência ultramáfica estratificada composta por camadas e lentes de meta-piroxenitos (websteritos) e meta-peridotitos (dunitos e harzburgitos). Junto à base, ocorrem estreitos e deformados níveis de cromita e no topo intercalam-se lentes de meta-noritos e de meta-troctolitos. Essa seqüência mostra feições estratiformes derivadas de acamamento magmático e rochas com texturas cumulus reliquias, sendo originadas principalmente através da cristalização fracionada de ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina submetidos a sedimentação cíclica.

4. Para o topo, essa seqüência de meta-cumulitos ultramáficos transiciona rapidamente para meta-noritos e meta-hiperitos convertidos em granulitos. Caracterizam-se por uma tex-

tura metamórfica com generalizada recristalização de plagioclásio e piroxênios, determinando o aparecimento de um bandamento metamórfico e dobras isoclinais com eixos verticalizados.

No Complexo de Barro Alto, intrusões gabro-dioríticas integrantes da faixa granulítica contém comumente xenólitos granulitizados de supra-crustais.

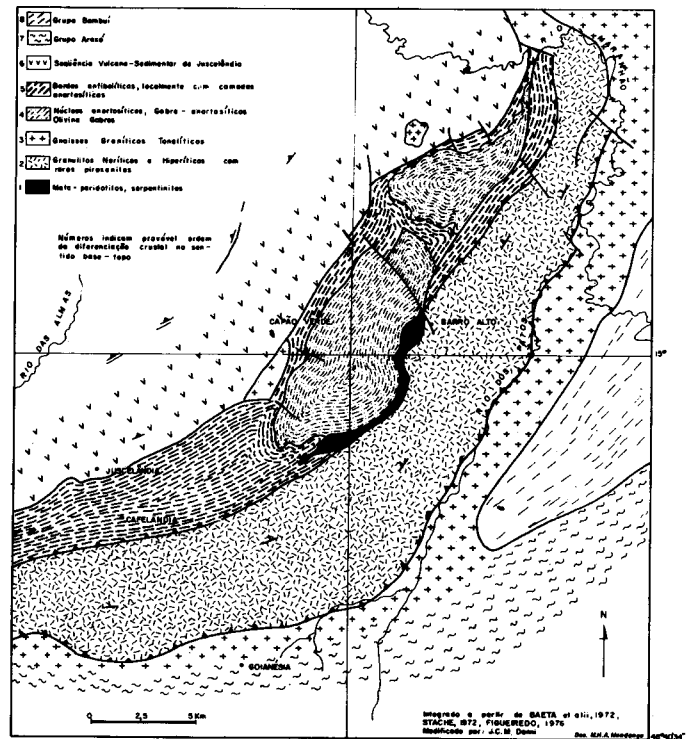
Porções quilométricas de rochas supra-crustais granulitizadas, como leptinitos, granada-hiperstênio quartzitos, clino e ortopiroxênio granulitos finos e rochas calcossilicatadas encontram-se tectonicamente enraizadas no interior de granulitos noríticos. Tais unidades foram apropriadamente consideradas por Baeta et alii (1972) e Stache (1976) como restos de teto dos complexos ígneos.

Nessas condições, encontram-se preservadas seqüências supra-crustais integrantes do cinturão móvel, metamórficamente envolvidas na facies granulítica. Pelo que se pode deduzir da natureza e tipo de associação litológica, faziam parte da crosta arqueana, nos sítios destes cinturões, seqüências supra-crustais formadas por vulcânicas básicas e ácidas intercaladas a cherts, e a calcários impuros.

O Complexo Anápolis-Itaçu compreende uma ampla região de rochas granulíticas situada a sul da flexura dos Pirineus. Além de pouco estudado, este complexo apresenta uma grande diversidade litológica. Regionalmente as litologias que parecem predominar neste complexo são hornblenda-piroxênio gnaisses e gnaisses granodioríticos e leptinitos, que localmente mostram importantes efeitos de deformações acompanhadas de anfibolitização e migmatização superpostas à trama granulítica (p. e. região de Itaçu).

Na região de Goianira-Trindade ocorre um fnaciço gabro-piroxenítico diferenciado, associado regionalmente a piroxênio e hornblenda gnaisses. Rochas metassedimentares (quartzitos, mármore impuros e rochas calcossilicáticas) encontram-se intercaladas a granada-piroxênio gnaisses provavelmente

FIG. 4 - MAPA GEOLÓGICO DE BARRO ALTO



derivados de primitivas vulcânicas básicas. Todo o conjunto encontra-se atravessado pelo Granodiorito da Serra da Pedra (Nilson e Motta, 1970). Na região de Goiânia-Anápolis, são freqüentes possantes camadas de leptinitos associados a granulitos básicos bandados, com níveis félsicos de composição enderbítica.

O maciço da Gameleira, a sul de Natividade, constitui um complexo máfico-ultramáfico diferenciado encaixado em terrenos migmatíticos e que foi parcialmente submetido a metamorfismo granulítico (Correia Filho e Sá, 1980).

Em outras regiões, ocorrem maciços altamente deformados de anortositos com níveis de ilmenita e rochas da suite charnockito-mangerito e pequenos maciços gabro-peridotíticos com características lito-estratigráficas análogas aos de Niquelândia e Cana Brava.

Ao longo da borda oeste da faixa, nos complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, as rochas granulíticas mostram efeitos generalizados de retrometamorfismo para a facies anfíbolítica. De leste para oeste, os diopsídio-hiperstênio granulitos tornam-se progressivamente mais ricos em hornblenda e localmente em granada e biotita. Tais rochas exemplificam o envolvimento tectônico da faixa granulítica no metamorfismo anfíbolítico das seqüências gabro-anortosítico-anfíbolíticas de oeste.

Nesses complexos estão presentes feições que atestam as importantes fases de deformações a que foram submetidos. Assim, é comum o desenvolvimento de bandamento metamórfico, que muitas vezes se confunde com feições primárias de acamamento ígneo, e uma lineação mineral desenvolvida por piroxênios e plagioclásios metamórficos. São também muito freqüentes dobras isoclinais de eixos subverticais (que contém a lineação mineral) e flancos de dobras transpostos por movimentos de tipo transcorrente.

De acordo com Danni e Leonardos (1980), as zonas transcorrentes assumem grande importância na interpretação do regime de deformações e metamorfismo da faixa granulítica. No interior de alguns complexos (p. e. Niquelândia e Cana Brava) as zonas de transcorrência são marcadas por maior desenvolvimento das estruturas deformativas e aparecimento de faixas de silexitos e de pseudotaquilitos.

AS SEQUÊNCIAS DO TIPO GREENSTONE-BELTS

A extensão e características lito-estratigráficas e tectônicas das seqüências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone-belts*, integrantes do Complexo Basal de Goiás, ainda não estão de todo definidas, apesar dos notáveis progressos realizados. As regiões em que tais seqüências foram reconhecidas são: Almas-Natividade, Pilar de Goiás-Hidrolina, Guarinos, Crixás e Goiás. É extremamente provável que os terrenos de rochas ultramáficas e máficas metamorfizadas que de Mara Rosa se estendam para norte e noroeste representem prolongamentos daqueles reconhecidos mais a sul. No sudoeste de Minas Gerais, seqüências desse tipo foram identificadas em Fortaleza de Minas e em Piúí.

TRABALHOS ANTERIORES

Costa et alii (1976) interpretaram as estruturas associadas às faixas de rochas verdes e de metassedimentos que ocorrem entre Almas e Natividade como sendo análogas às descritas para os *greenstone belts* da África.

Danni e Ribeiro (1978) caracterizaram na região de Pilar de Goiás a existência de vários blocos síalicos separados por seqüências vulcano-sedimentares (Grupo Pilar de

Goiás) mais antigas e discordantes dos micaxistos e quartzitos do Grupo Araxá. Apontaram as seguintes feições geológicas para esses terrenos, enfatizando suas semelhanças com *greenstone belts*:

a) ocorrências em calhas alongadas, engastadas sobre um antigo embasamento síalico polimetamórfico, nas quais as camadas se estruturam em sinclinais apertadas com eixos sub-paralelos;

b) baixo grau metamórfico, dominando paragêneses das zonas da clorita e biotita da facies xisto verde; a facies anfíbolito está representada apenas localmente;

c) a ocorrência de extensos derrames de rochas ultramáficas e máficas na base da seqüência, capeadas por metacherts ferríferos e manganíferos, calcários e pelitos carbonosos;

d) mudança do magmatismo em direção ao topo, passando de ultramáficos, para andesíticos e riolíticos, configurando uma série de tipo calco-alcalino;

e) polaridade sedimentar, iniciando a seqüência com depósitos de origem química (chert e calcários), gradacionando para pelitos e grauvacas e culminando com pelitos grafitosos e sedimentos quartzosos;

f) mineralização aurífera associada a pirita e arsenopirita nas facies de xistos grafitosos e sericíticos, no topo da seqüência.

Deve-se a Saboia (1979) a descrição de derrames de peridotitos com texturas *spinifex* encontrados na base da seqüência vulcano-sedimentar de Crixás, e enquadramento conclusivo das mesmas como *greenstone-belts*.

Na região de Fortaleza de Minas, Teixeira (1977) e Teixeira e Danni (1979a, b) reconheceram uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo *greenstone belt* comportando em sua base peridotíticos com texturas *spinifex*. Na região de Piúí (Schranck e Brousse, 1979) também foram descritas rochas de mesma natureza.

Ribeiro Filho et alii (1978) propuseram para a região de Pilar de Goiás-Mara Rosa a existência de terrenos migmatíticos e metassedimentares pertencentes à facies granulítica (complexo metamórfico Pilar de Goiás) sotopostos ao Grupo Araxá. Este grupo por sua vez conteria, na sua porção inferior, uma seqüência do tipo *greenstone belts*.

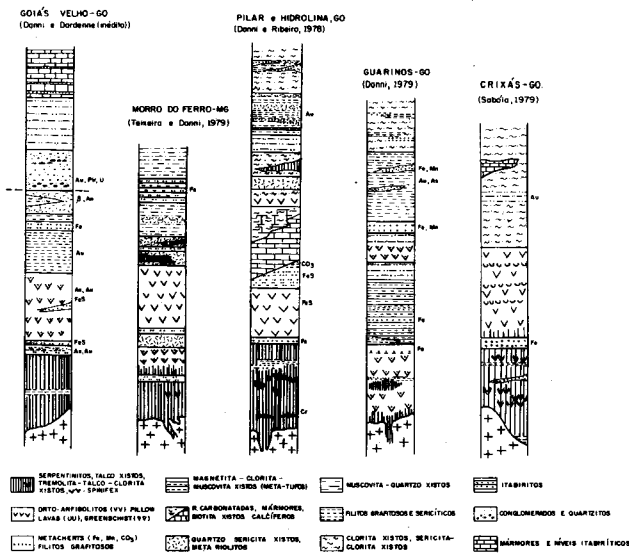
Recentemente Correia Filho e Sá (1980) reconheceram na região Natividade-Almas estreitas faixas de rochas metavulcânicas e metassedimentares compostas, na base, predominantemente por xistos verdes e no topo por metassedimentos, característicos dos terrenos tipo *greenstone-belts*. Para essas faixas, os autores mencionados advogam uma evolução a partir de uma fina crosta síalica de idade arqueana (> 3.200 m.a.) que foi submetida a falhamentos transformantes aos quais se associa o metamorfismo granulítico do maciço da Gameleira, e, nas zonas transversais a formação de *rifts*. Ao longo desses *rifts* se estabeleceriam as seqüências de *greenstone-belts* encontrados na área. Numa última etapa, ocorreria a formação de migmatitos e granitos às margens das faixas, conduzindo à sialização de toda a região.

Estratigrafia

As colunas estratigráficas reconhecidas nos principais *greenstone-belts* encontram-se sumarizadas na Fig. 5.

De modo geral, as sucessões de litofácies caracterizam-se pela presença de importantes pacotes de rochas ultramáficas na base das seqüências. Em sua maior parte, constam de derrames de lavas ultramáficas (peridotitos e subordinadamente piroxenitos) convertidos em talco-xistos, serpentinitos, talco-

FIG 5 - COLUMNS ESTRATIGRAFICAS SIMPLIFICADAS DOS GREENSTONE-BELTS



Acima, a sucessão é caracterizada pela ocorrência de vulcânicas basálticas inteiramente transformadas em granada-epidoto anfíbolitos ou actinolita-clorita xistos. Localmente, mantêm preservadas feições primárias como *pillow lavas*, amígdalas, fenocristais e texturas microlíticas.

São também muito freqüentes as intercalações de itabaritos, metachertes e rochas carbonatadas metamorizadas na facies dos xistos verdes.

Tanto lateral como verticalmente, as vulcânicas básicas podem transicionar para derrames e depósitos piroclásticos de natureza intermediária e ácida fazendo aparecer então rochas como biotita-actinolita xistos calcíferos, clorita-sericita xistos, magnetita-clorita xistos, rochas piroclásticas caulinizadas, etc.

As litologias superiores são predominantemente de natureza metassedimentar, embora depósitos considerados como derivados de tufo ácido e intermediários não sejam raros. Nesse pacote, é característica a associação de níveis ou lentes de filitos grafitosos, metacherts ferríferos e sericita-quartzo xistos que transicionam para quartzitos e clorita-muscovita xistos, mais abundantes no topo das seqüências.

-actinolita-clorita xistos, que geralmente contém finas intercalações de sedimentos químicos representados por metachertes (facies óxido, sulfeto e carbonato) e por filitos grafitosos.

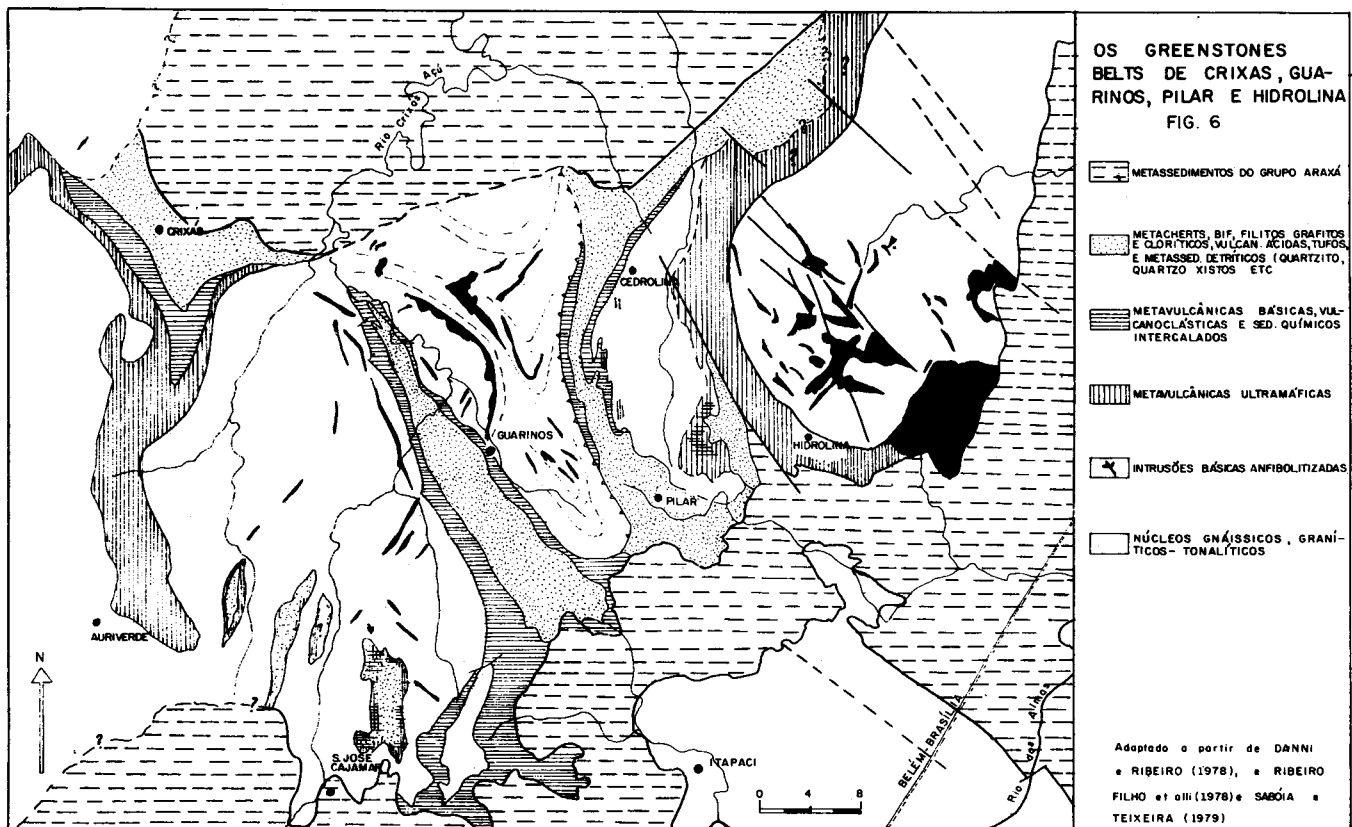
Entre os peridotitos, destacam-se as ocorrências de Crixás e Hidrolina de derrames diferenciados e com texturas *spinifex* (Saboia 1979; Saboia e Teixeira, 1980; Danni et alii, 1980). Os derrames mais típicos comportam uma base de peridotitos cumulados que transicionam para peridotitos com *spinifex* paralela ou radiada grosseira. No topo, a textura *spinifex* torna-se mais fina e cede lugar às disjunções poliedrais. Outros tipos consistem de derrames peridotíticos maciços com disjunções poliedrais no topo, e derrames piroxeníticos (Fig. 5).

Relações de Contato e Estruturas

As seqüências se caracterizam por formarem faixas alongadas de até dezenas de quilômetros de extensão, e, em média, com 2 a 3 km de largura, seguindo preferencialmente direções NW, que aparentemente configuram antigas calhas tectônicas instaladas no interior dos terrenos gnáissicos (Figs. 6 e 7).

Quando limitadas por ovóides granodioríticos-tonalíticos, as faixas amoldam-se aos mesmos, indicando ulterior mobilidade desses núcleos síalicos. Nas imediações dos contatos podem então ocorrer xenólitos de rochas vulcano-sedimentares parcialmente envolvidos na ascensão dos núcleos síalicos.

Nas demais regiões, sobretudo quando tais ovóides não são



PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

nítidos, percebe-se que os terrenos gnáissicos-migmatíticos servem de assoalho para as seqüências vulcano-sedimentares. Nesse sentido, a ocorrência preferencial de diques de metabasitos instalados nos gnaisses adjacentes aos *greenstone-belts* de Goiás, Crixás e Guarinos sugere a existência de uma crosta sílica mais antiga, uma vez que tais diques não atravessam as seqüências vulcano-sedimentares.

As estruturas das faixas modelam-se segundo sinformas, comportando uma sucessão de dobras sinclinais isoclinais com flancos falhados. O eixo das dobras, assim como as falhas, geralmente acompanha a direção das calhas. Os falhamentos tendem a omitir as estruturas antiformais, por efeito de cavalgamento dos flancos.

Metamorfismo

Caracteristicamente as inúmeras associações mineralógicas resultantes de rochas de quimismos contratados indicam que as condições da facies dos xistos verdes (zona da clorita) prevaleceram durante o metamorfismo. Localmente, e sobretudo próximo à base, há indícios de que as condições de facies anfíbolito tenham sido atingidas (Danni e Ribeiro, 1978)

Características Químicas

Embora o número de análises químicas disponíveis para a totalidade das seqüências seja ainda reduzido, há suficientes dados para comprovar a natureza komatítica das lavas ultramáficas (Teixeira, 1977; Teixeira e Danni, 1978; Saboia e Teixeira, 1980), diferenciadas sobretudo pelo precoce fracionamento da olivina e subsequente enriquecimento de Al_2O_3 e CaO, permitindo a derivação de líquidos piroxeníticos e basaltos komatíticos.

A suite vulcânica mais superior de Piú (Biondi et alii, 1980) tem características petroquímicas das séries calcálicas associadas a arco de ilhas. Nas demais regiões, as características mineralógicas das rochas vulcânicas associadas ao estágio intermediário das seqüências faz antever a existência de séries análogas (Danni e Ribeiro, 1978).

O PROTEROZÓICO INFERIOR

As regiões imediatamente a oeste dos terrenos granulíticos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava distinguem-se por reunirem dois tipos de associações magmáticas cogenéticas: os complexos gabro-anortosíticos e as seqüências vulcano-

-sedimentares, ambos metamorfizados na facies anfíbolito.

Nas regiões de domínio do embasamento sílico, os registros geológicos interpretados como pertencentes ao Proterozóico Inferior, e nessa época formados em condições plataformas são representados pelas coberturas de gnaisses e xistos pelíticos e grafitosos da Formação Ticunzal, e pelos corpos de granitos tântalo-estaníferos, com greisen e pegmatitos associados.

ASSOCIAÇÕES PLUTÔNICAS GABRO-ANORTOSÍTICAS (FIGS. 1, 3 e 4)

Intrusões gabro-anortosíticas ocorrem ao longo da margem oeste dos complexos de Niquelândia e de Barro Alto. Seus contatos com as rochas granulíticas são feitos através de falhas inversas. Os complexos gabro-anortosíticos constituem antigas intrusões acamadadas deformadas segundo padrões dômicos que evoluem para isoclinais fechadas. Os núcleos dessas estruturas são ocupados por troctolitos e olivina gabros coroníticos. Em direção ao topo, transicionam para anortositos acamadados, que inicialmente contém raros leitões máficos anfíbolitizados. As camadas máficas representam antigos cumulitos ricos em piroxênios (diopsídio e algum hiperstênio) convertidos principalmente por efeito de metamorfismo, em hornblenda e granada.

Em direção ao topo, camadas máficas tornam-se progressivamente mais abundantes, mais espessas e mais regulares, ocorrendo uma zona rica em granada anfíbolitos e anortositos, a qual evolui para granada-plagioclásio anfíbolitos de granulização grosseira com uma estrutura bandada proeminente, reflexo de primitivo acamamento magmático.

É provável que as diversas intrusões máficas associadas, de composição quartzo-diorítica, e que contém xenólitos de rochas granulíticas, se relacionem a esta fase de magmatismo básico.

As deformações impostas a essas rochas deram origem às várias feições estruturais que as caracterizam. As mais evidentes ocorrem associadas aos anortositos e anfíbolitos acamadados. São comuns dobramentos isoclinais apertados com transposição dos flancos e sobretudo a extrema *boudinage* dos níveis anfíbolíticos, que dá origem a facies tectônicas de anortositos bandados e manchados, provavelmente originadas sob condições de fluxo plástico, tardi-magmático.

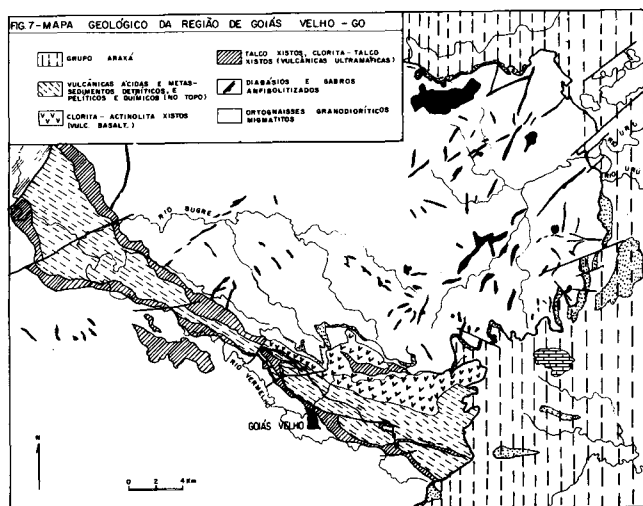
O metamorfismo que afetou as rochas da associação gabro-anortosítica enquadra-se tipicamente na facies anfíbolito, caracterizada pela associação plagioclásio cálcico, hornblenda verde-marrom e granada.

SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

As associações plutônicas gabro-anortosíticas acima descritas transicionam verticalmente para uma "suite" de rochas vulcânicas básicas, que formam a carapaça superior daquelas intrusões e marcam o início das seqüências vulcano-sedimentares denominadas de Indaianópolis (Danni e Leonardos, 1978, 1980), Juscelândia e Palmeirópolis (Ribeiro e Teixeira, 1980).

Danni e Leonardos (1980) interpretam os anfíbolitos (derivados de basaltos) associados a metacherts ferríferos e calcossilicatadas como representativos da formação de fundo oceânico.

As seqüências começam com anfíbolitos finos, geralmente granatíferos, que ocorrem em bancos maciços. Feições texturais de origem vulcânica (vestígios de amígdalas, micrólitos pseudomorfizados, etc.) e associação com metacherts ferríferos e granatíferos atestam que essas rochas são o resultado de vul-



canismo básico em ambiente marinho.

Acima, associam-se-lhes hornblenda-gnaisses e metacherts grosseiros, seguidos de biotita-muscovita xistos com granada e cianita e de gnaisses sódico-potássicos que além de quartzo, biotita e microclina, contém anfibólio sódico do tipo crossita-riebeckita (Seqüência Indaianópolis).

A vinculação genética dessa seqüência vulcano-sedimentar com as rochas plutônicas da suite gabro-anortosítica é advogada por Danni e Leonardos (1980), sendo as rochas plutônicas a contraparte magmática consolidada por sob uma antiga *ridge* oceânica.

Na seqüência de Juscelândia, os anfíbolitos finos com intercalações de metacherts são seguidos por muscovita-biotita gnaisses ricos em microclina e oligoclásio, que, localmente mostram fenocristais reliquias de feldspatos. São freqüentes as intercalações de anfíbolitos finos e de metacherts. Em direção ao topo, a seqüência torna-se predominantemente sedimentar aparecendo cianita-muscovita xistos e muscovita xistos granatíferos com intercalações de quartzito (p. ex. Serra do João Baiano).

A seqüência Palmeirópolis, situada a oeste de Cana Brava, apresenta, de acordo com as descrições de Ribeiro Filho e Teixeira (1980) características análogas às de Juscelândia e Indaianópolis. Com efeito, segundo esses autores, na unidade inferior, anfíbolitos finos (metabasaltos) é a litologia mais importante, contendo intercalações de gnaisses, quartzitos e granada-muscovita-biotita xistos; na unidade superior, dominam micaxistos (as paragêneses são constituídas principalmente por biotita, muscovita, quartzo, clorita, grafita, granada, magnetita, pirita) com intercalações de estreitos níveis de anfibólio xistos, anfibólio xistos feldspáticos, rochas calossilicatadas, metacherts e quartzitos.

Em direção ao topo, há passagem para micaxistos da facies anfibolítica (granada + cianita + biotita + estauroilita), tidos por Barbosa et alii (1969) como do Grupo Araxá e por Marini et alii (1977) como do Grupo Serra da Mesa.

De acordo com Danni e Leonardos (1980), a oeste de Niquelândia, a seqüência de Indaianópolis faz contato tectônico com um pacote de xistos verdes (de origem vulcânica) e de xistos derivados de sedimentos arenopelitíticos pertencente à facies dos xistos verdes. Estes assentam sobre embasamento sílico (Ribeiro Filho e Teixeira, 1980) e foram considerados como mais jovens e pertencentes ao Grupo Araxá (= Serra da Mesa). Não está no entanto fora de possibilidade que ambas as seqüências constituam um único e concordante pacote vulcano-sedimentar com metamorfismo decrescente em direção ao topo.

A FORMAÇÃO TICUNZAL

Identificada por Marini et alii (1978), esta formação consiste de um pacote com cerca de 300 m de espessura de micaxistos, comumente grafitosos, com intercalações de gnaisses, meta-arcósios, quartzitos e metavulcanitos que ocorrem nas regiões dos rios Preto e Claro e de Campos Belos e Monte Alegre de Goiás. Essa formação ocorre acima dos gnaisses graníticos-tonalíticos e migmatitos do Complexo Basal, e é discordantemente recoberta pelos quartzitos basais do Grupo Araí.

Em muitos locais, encontra-se atravessada por pegmatitos e granitos estaníferos, sendo seus xistos localmente greisenizados por efeito dessas intrusivas. Os envelopes de xistos e gnaisses grafitosos greisenizados que circundam os granitos tántalo-estaníferos como os granitos Serra Branca, Serra da

Mesa (Andrade e Danni, 1978; Marini et alii, 1978; Fuck e Marine, 1979) parecem relacionados a essa formação.

O metamorfismo da formação situa-se na facies xisto verde alto, caracterizados pela associação de biotita-granada-muscovita. Do ponto de vista metalogenético, a formação assume importância por conter mineralizações uraníferas, localizadas em fraturas e seguindo estratos.

GRANITOS ESTANÍFEROS E ROCHAS ASSOCIADAS

Na região central de Goiás, entre Mata Azul e Nova Roma, estão expostos cerca de vinte corpos graníticos, que constituem importante província estanífera, com mineralização subordinada de tantalita, berilo e turmalina. As dimensões dos corpos variam entre alguns poucos quilômetros até várias dezenas de quilômetros, como os granitos Serra Dourada e Serra da Mesa. Na porção leste da província, os granitos estão encaixados em gnaisses e migmatitos pertencentes aos terrenos granito-gnáissicos do Complexo Basal. Os contatos são bruscos e de caráter nitidamente intrusivo. Mais a oeste, os granitos estão introduzidos em xistos da Formação Ticunzal, observando-se, localmente, a presença de andalusita nas rochas pelíticas do contato (Marini et alii, 1978), e, em alguns deles, os desenvolvimentos de exogreisen (Andrade e Danni, 1978). Vários corpos, na porção ocidental da província, são totalmente envolvidos por metassedimentos dos grupos Araí ou Serra da Mesa, arqueados em braquianticlinais de importante significado na estrutura e morfologia regionais. As relações com esses metamorfitos são ainda objeto de controvérsias. Na mesopotâmia dos rios Preto e Tocantins, não há evidências de caráter intrusivo, e os quartzitos basais do Grupo Araí assentam discordantemente sobre os granitos Florêncio, Chapada de São Roque e outros (Fuck e Marini, 1979). Nos granitos Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra do Encontro, os quartzitos basais do Grupo Serra da Mesa estão em contato brusco com rochas gnáissicas finas que parecem constituir facies de borda, mais deformadas, dos granitos, embora em alguns pontos apresentem indícios de origem metassedimentar, por conterem leitos de biotita xistos, xistos grafitosos e quartzitos (Marini et alii, 1976, 1977).

Os dados radiométricos existentes são de interpretação igualmente controvertida, em face das altas razões iniciais encontradas. Idades convencionais e isócronas de referência Rb/Sr mostram resultados entre aproximadamente 1.100 e 1.800 m.a., para os granitos Serra Dourada e Serra da Mesa, e de cerca de 1.600 m.a., para os granitos Sucuri e Pedra Branca (Reis Neto, inf. pessoal). As elevadas razões iniciais evidenciam possível rejuvenescimento após a formação das rochas, o que é comprovado pelas determinações K-Ar, com resultados em torno de 500 m.á., atestando envolvimento em eventos do Ciclo Brasileiro (Hasui e Almeida, 1970).

As rochas graníticas são de médias a grosseiras, foliadas, granulares ou inequigranulares, estas mostrando a presença de grandes cristais de feldspato K e de quartzo arredondado, frequentemente com coloração azulada. Em muitos corpos, estão presentes processos de greisenização. Os endogreisen estão associados a fraturas ou às cúpulas e bordas dos granitos (Andrade e Danni, 1978). Os exogreisen são o produto de transformação de xistos atribuídos à Formação Ticunzal. A mineralogia dos greisen é constituída sobretudo de quartzo, mica litinífera, albita, berilo, cassiterita, fluorita, topázio, sulfetos de Fe e Cu; são comuns veios de quartzo com cassiterita.

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M., 1968 – Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, 40 (supl.): 285-295, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M., 1979 – O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. I Simp. Geol. Craton São Francisco e suas faixas marginais (resumo). Soc. Bras. Geol., Núcleo Bahia, Salvador.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUY, Y. e NEVES, B. B. B., 1976 – *The Upper Precambrian of South America* Bul. Geol. USP, 7: 45-80, São Paulo.
- ANDRADE, G. F. e DANNI, J. C. M., 1978 – As Mineralizações de estanho, berilo e cobre do granito da Serra Branca, Cavalcante, GO. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, 6, 2579-2593, Recife.
- ANHAUESSER, C. R., MASON, R., VILJOEN, M. J. e VILJOEN, R. P., 1969 – A Reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology Bull. *Geol. Soc. Am.*, 80: 2175-2200.
- ANHAUESSER, C. R., ROERING, C., VILJOEN, M. J. e VILJOEN, R. P., 1968 – The Barberton Mountain Land: a model of the elements and evolution of an Archean fold belt, *Geol. Soc. South Africa*, Anex. to vol. 71, 225-254.
- BAETA JR., J. D. A., FIGUEIREDO, A. N., SOUZA, E. P. e MELLO, J. C. R., 1972 – *Projeto Goianésia-Barro Alto*, Relat. Final. DNPM-CPRM, 2 Vol., Goiânia, GO. (inédito).
- BARBOSA, O. BAPTISTA, M. B., DYER, R. C., BRAUN, O. P. G. e COSTA, J. C., 1969 – *Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Projeto Brasília*. DNPM-PROSPEC, 225 p., Rio de Janeiro. (inédito).
- BIONDI, J. e SCHRANK, A., 1980 – Sequência Vulcânica calco-alkalina em Pium-hi, MG, Considerações para Identificação. *Anais XXXI Cong. Bras. Geol.*, 4, 1933-1944. Camboriú.
- CORREIA FILHO, F. C. L. e SÁ, A. M., 1980 – *Projeto Natividade*. Relat. Final. DNPM-CPRM, 6 Vol., Goiânia, GO. (inédito).
- COSTA, L. A. M., PORTELA, A. C. P., NILSON, A. A., VALE, C. R. O., MARCHETTO, C. L. M., SANTOS, E. L., MENEGUASSO, G., INDA, H. A. V., STERNA, L. H., MARCHETTO, M., BAPTISTA, M. B., FRATIN, O., MOSMANN, R., OLIVEIRA, T. F. e SILVA, W. G., 1976 – *Projeto Leste Tocantins-Oeste do São Francisco*, Relat. Final. 300 p., DNPM-CPRM, Rio de Janeiro. (inédito).
- DANNI, J. C. M., DARDENNE, M. A., FUCK, R. A. e RIBEIRO, M. J., 1973 – Geologia da extremidade Sudoeste da Serra Dourada. Goiás, Brasil, *Rev. Bras. Geoc.* 3 (3), 160-180, São Paulo.
- DANNI, J. C. M. e RIBEIRO, C. C., 1978 – Caracterização estratigráfica da seqüência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, 2: 582-596, Recife.
- DANNI, J. C. M. e LEONARDOS, O. H., 1980 – *Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia Complex Brazil*. XXVI Congr. Int., V. 1, p. 35, Paris.
- DANNI, J. C. M. e LEONARDOS, O. H., 1980 – The Niquelândia Mafic-Ultramafic Granulites and Gabro-anorthosite-meta volcanic associations (submetido à *Precambrian Research*).
- FUCK, R. A. e MARINI, O. J., 1979 – *Projeto São Felix: Geologia da Folha Córrego São Bento, Brasília*. Conv. FUB-ELETRONORTE, 49 p. (inédito).
- GIRARDI, V. A. V., KAWASHITA, K., BASEI, M. A. S. e CORDANI, U. G., 1978 – Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. *Anais XXX Congr. Bras., Geol.*, 1: 337-348, Recife.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F. F. M., 1970 – Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, Vol. 19, (1): 7-26, São Paulo.
- MARINI, O. J., BARBOSA, G. V., DARDENNE, M. A., FARIA, A. e FUCK, R. A., 1974 – *Projeto Serra Dourada*, Rel. Final. DNPM-FUB, 188 p., Brasília (inédito).
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A. e FARIA, A., 1977 – Contribuição à Geologia do Precambriano da porção central de Goiás., *Rev. Bras. Geoc.*, 7 (4): 304-324. São Paulo.
- MARINI, O. J., LIBERAL, G. S., REIS, L. T., TRINDADE, C. A. H. e SOUZA, S. L., 1978 – Nova Unidade litoestratigráfica do Precambriano do Estado de Goiás. XXX Congr. Bras. Geol., *Bol.* 1, 126-127, Recife.
- MILEWSKI, J. P., PAMPLONA, R., OSTRONOFF, C. e SARMENTO, C., 1970 – Excursão n. 7 Região de Cana Brava. XXIV Congr. Bras. Geol., *Bol. Esp.* n. 2. p. 115-130, Brasília-DF.
- MILEWSKI, J. P., 1975 – *Mineração de Amianto*, Escola Politécnica, USP. São Paulo (avulso).
- NILSON, A. A. e MOTTA, J., 1969 – *Geologia da Área Goianésia-Trindade*. Goiás., *Bol.* 133, DFPM-DNPM, Rio de Janeiro, 108 p.
- RIBEIRO FILHO, W. et alii – 1978 – *Projeto Geologia da Região de Pilar-Mara Rosa*. DNPM-CPRM, Goiânia, 3 Vol.
- RIBEIRO FILHO, W. e TEIXEIRA, N. A., 1980 – Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. *Soc. Bras. Geol.*, Núcleo Centro-Oeste (a aparecer).
- SABOIA, L. N., 1979 – Os "Greenstone-belts" de Crixás e Goiás, GO. Soc. Bras. Geol. Núcleo Centro-Oeste, *Bol. Inf.* 9: 43-72, Goiânia.
- SABOIA, L. e TEIXEIRA, N. A., 1980 – Lavas ultrabásicas da unidade Basal do Greenstone Belt de Crixás, Go: Uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás, *Rev. Bras. Geoc.*, 10, (1): 28-42, São Paulo.
- SCHRANK, A. e BROUSSE, E., 1980 – Découverte de Komatiites en Amerique du Sud (Brésil). *C. R. Acad. Sciences Paris*. t. 290: 151-154, Paris.
- STACHE, G. A., 1976 – *Untersuchungen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des Basich-Ultrabasischen Massivs von Barro Alto-Goiás (Brasilien)*, Clausthaler Geol. Abh., 24, 149 p., Ed. Verlag Ellen Pilger, Berlin.
- SUTTON, J., 1976 – Tectonic Relationships in the Archean. In B. F. Windley (ed) *The Early History of the Earth*. Wiley, London. 99-104.
- TASSINARI, C. C. G. R. e MONTALVÃO, R. M. G., 1980 – Estudo Geocronológico do "Greenstone Belt" de Crixás. *Anais XXXI Congr. Bras. Geol.* 5: 2752-2759. Camboriú.
- TEIXEIRA, N. A., 1978 – Geologia, Petrologia e Geoquímica da Sequência Vulcano-sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, M. G. *Tese Mestrado*, UnB, Brasília (inédito).
- TEIXEIRA, N. e DANNI, J. C. M., 1979 – Petrologia das Lavas ultramáficas da Sequência vulcano-sedimentar de Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, 8, (3): p. 151-158, São Paulo.
- TEIXEIRA, N. e DANNI, J. C. M., 1979 – Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, MG. *Rev. Bras. Geoc.* 9, (1): 17-26, São Paulo.
- TEIXEIRA, N. A. e DANNI, J. C. M., 1978 – Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na Região de Passos, MG. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, 3: 700-711. Recife.
- THAYER, T. P., 1972 – Some observations and problems concerning the Peridotites and Peridotite-Gabbro Complexes of the Goiás-Belt. *Bol. Esp.* XXVI Congr. Bras. Geol., Belém-PA.
- WINGE, M. e DANNI, J. C. M., 1980 – Compartimentos Geotectônicos Pré-Brasilianos entre Caratácá e Bendengo, Uauá, Bahia. *Anais XXXI Congr. Bras. Geol.*, V. 5, p. 2785-2795. Camboriú.

OS GRUPOS PARANOÁ E BAMBUÍ NA FAIXA DOBRADA BRASÍLIA

Marcel Auguste Dardenne
Universidade de Brasília

This work reports the present state of knowledge on the Paranoá and Bambuí groups in the Brasília Folded Belt, oriented north-south along the ocidental margin of the São Francisco Craton, crossing over the states of Goiás and Minas Gerais. The Paranoá Group (1200-900 – m.y.) is a deltaic sequence, with intercalations and lenses of limestones and dolomites. It lays discordantly on older Arai Group. The Bambuí Group (950-600 m.y.) lays discordantly on various precambrian units: Basement, Arai and Paranoá Groups. It begins with a glaciation in Continental scale (Jequitai Formation) and continues with the formations Sete Lagoas (or Januária), Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré (or Nhandutiba), Serra da Saudade and Três Marias. The lithofacies of these six formations form three regressive megacycles recognized in all Central Brazil. The facies originality, the detrital apports and the columnar stromatolites make the incorporation of the Vazante Formation to the Bambuí Group problematic. An alternative hypothesis is an older age for this formation. It is characterized by a dolomitic algal sedimentation, which delineates a reefal barrier, oriented along a north-south direction, between the continent and the open sea. The sedimentary facies zonation is conformed to the mineral deposits zonation from west to east: Cu, Zn-Pb, P_2O_5 . The Vazante Formation is localized on an old crustal weakness zone, with early individualisation of a more subsident area between Vazante and Unai. During the Brazilian Cycle, the west to east compression results in crescent deformation and metamorphism for east to west and a well defined tectonic zonation. The isopic zones are delimited by inverse faults in the stable area of the São Francisco Craton and by overthrusts in the ocidental area, where the intense deformation is characterized by metamorphic facies development.

INTRODUÇÃO

Em trabalho anterior, Marini et alii (1978) foi apresentada uma síntese dos conceitos emitidos sobre a Faixa Brasília por diversos autores. Nessa contribuição, são apresentados os conhecimentos atuais sobre o Grupo Paranoá, o Grupo Bambuí e a Formação Vazante na Faixa Dobrada Brasília (Fig. 1a, b), ressaltando principalmente a estratigrafia, a sedimentologia e a tectônica dessas unidades, assim como os principais depósitos minerais associados.

O GRUPO PARANOÁ

Os sedimentos detríticos da Formação Paranoá (Ramos, 1958) foram incorporados ao Grupo Bambuí por Braun (1968), Barbosa et alii (1969, 1970), Costa et alii (1970), Costa e Angeiras (1971) apesar dos trabalhos anteriores de Branco e Costa (1961) e Oliveira (1967) seguidos por Scholl (1972, 1973), que sempre salientaram a separação entre as unidades detríticas inferiores e as unidades argilo-carbonatadas superiores. Recentemente, Dardenne (1978, 1979) propôs a volta à definição original. Individualizando assim o Grupo Paranoá que se situa entre os grupos Bambuí e Arai.

LITOESTRATIGRAFIA

As melhores exposições do Grupo Paranoá se localizam na borda ocidental do Vale do Rio Paraná (Goiás) perto das cidades de Alto Paraíso, São João da Aliança e São Gabriel. Na região foi definida a seção-tipo do Grupo Paranoá, que serviu

de referência para as comparações litoestratigráficas com as áreas da Serra de São Domingos, Minaçu, Niquelândia, Formosa, Cabeceiras, Brasília, Unai e Serra da Canastra.

Área-tipo: Região de Alto Paraíso, São João da Aliança, São Gabriel (Fig. 2).

A coluna estratigráfica de referência representa uma síntese dos trabalhos desenvolvidos pela Universidade de Brasília e a METAGO (Dardenne et alii, 1976; Dardenne et alii, 1978 a e b; Dardenne, 1978, 1979), pela PROSPEC (Barbosa et alii, 1969) e pela CPRM (Baeta et alii, 1978). Oito unidades foram definidas na seção-tipo (Fig. 2).

– Unidade A: é constituída pelo Conglomerado São Miguel (Barbosa et alii, 1969; Dyer, 1970), que repousa em discordância erosiva sobre as unidades do Grupo Arai. Ótimos afloramentos do conglomerado se encontram no leito do Córrego Cordovil, afluente do Rio São Miguel. Trata-se de paraconglomerado com matriz argilo-arenosa carbonatada de cor verde, onde se destacam fragmentos de cristais de calcita rosada a avermelhada e de especularita. Os seixos são constituídos essencialmente por quartzitos finos, chert, metassilitos, calcoxistos, calcários e dolomitos.

– Unidade B: sobre o conglomerado repousam siltitos carbonatados, as vezes dolomíticos, com concentrações de especularita, que, em direção ao topo se intercalam com pequenos bancos de quartzitos onde se observam gretas de contração, marcas de ondas e diques de areia.

– Unidade C: os ritmitos inferiores são sobrepostos por

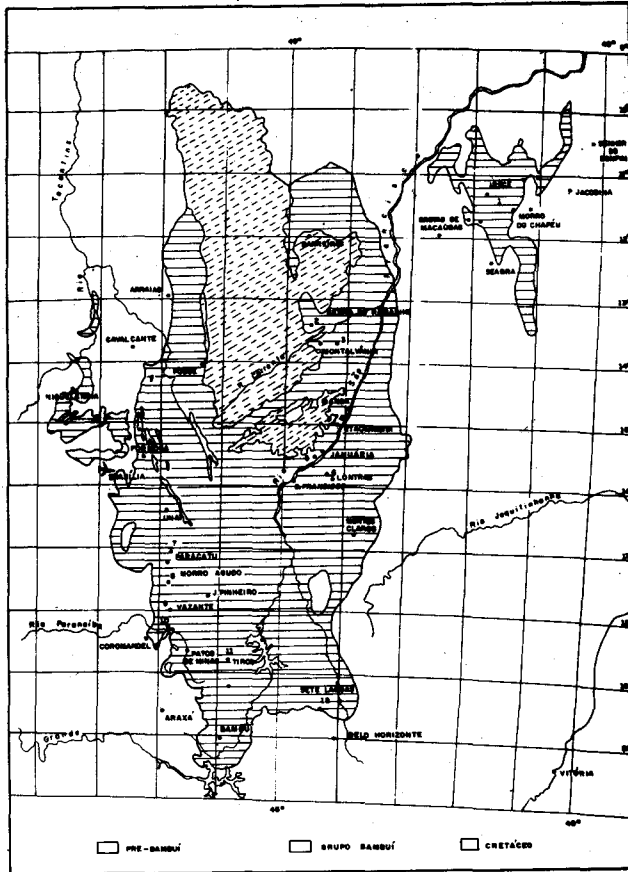


FIG. 1a - ÁREA DE AFLORAMENTO DO GRUPO BAMBUI NOS ESTADOS DE MINAS GERAIS, GOIÁS E BAHIA LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS DE CHUMBO E ZINCO (segundo CASSEDANNE, 1972; BEURLEN, 1973; BRAUN, 1976)

quartzitos médios a grosseiros, com estratificações cruzadas acanaladas e acamadamente gradacional.

– Unidade D: ritmitos constituídos por finas alternâncias de siltitos e quartzitos com gretas de contração, marcas de ondas, diques de areia e moldes de cubos de sais.

– Unidade E: quartzitos grosseiros a microconglomeráticos, em bancos espessos, com estratificações cruzadas acanaladas, acamadamente gradacional e estruturas convolutas.

– Unidade F: siltitos e folhelhos cinza escuro, bem laminados, com pequenas intercalações de quartzitos finos e lentes de calcários e dolomitos. Algumas dessas lentes contém estromatólitos colunares com laminações convexas e/ou cônicas (*Conophyton*).

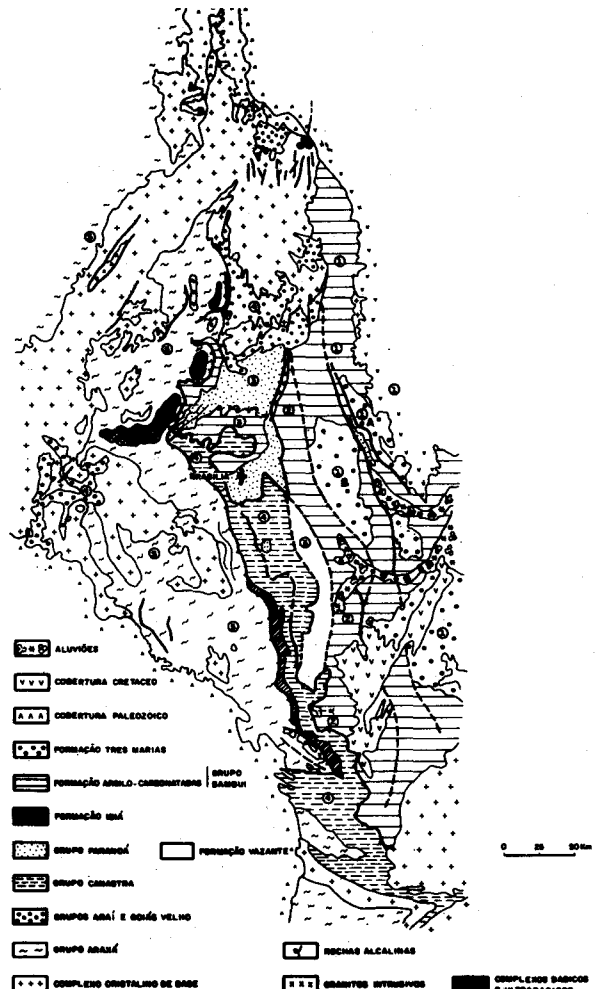
– Unidade G: quartzitos grosseiros em bancos espessos, com estratificações cruzadas acanaladas.

– Unidade H: siltitos argilosos com lentes de calcários e/ou dolomitos.

O principal problema interessa às unidades F, G e H que são aqui atribuídas ao Grupo Paranoá, apesar de apresentar características em comum com as formações do Grupo Bambuí. Mas a ausência do conglomerado basal (tilito) na região, associada à frequência das intercalações arenosas com os sedimentos carbonatados, favoreceu até agora a incorporação ao Grupo Paranoá (Braun, 1968; Barbosa et alii, 1969; Baeta et alii, 1978).

Região de Brasília-Formosa-Cabeceiras-Unai (Fig. 2).

Na região é possível demonstrar com segurança a existência



1b - ZONAÇÃO TECTÔNICA SOBRE A BORDA OCIDENTAL DO CRATON SÃO FRANCISCO (Seg. Dardenne, 1978)

- 1 ZONA JARUÁRIA
- 2 ZONA UNAI
- 3 ZONA DE VAZANTE
- 4 ZONA DE PARACATU
- 5 ZONA ARARAÍ

de facies carbonatadas nas diversas unidades do Grupo Paranoá. Observam-se numerosas lentes de dolomitos com estromatólitos colunares e planares, intercaladas com quartzitos, arcósios e siltitos. Na área de Formosa-Cabeceiras, entre as fazendas Boca da Lapa e Lacrimar, as últimas lentes dolomíticas se situam relativamente perto do contato com o tilito basal do Grupo Bambuí (Dardenne et alii, 1978). Nas vizinhanças de Formosa-Cabeceiras e Unai, as ocorrências de estromatólitos com laminações cônicas (*Conophyton*) são muito frequentes nas unidades superiores do Grupo Paranoá, se assemelhando muito às unidades F, G e H da seção-tipo.

Região da Serra de São Domingos (Fig. 2).

Na região, não se conhece a base do Grupo Paranoá que é truncado pela falha da Serra de São Domingos e se apresenta sob facies detríticas mais finas em relação à descrita na seção-tipo. Nota-se a presença de lentes dolomíticas com estromatólitos colunares nas unidades siltíticas e quartzíticas inferiores. Anomalias e ocorrências de cobre são intimamente associadas a essas lentes (Alvarenga, 1978; Alvarenga e Dardenne, 1978).

Região de Niquelândia-Minaçu

Na região, sedimentos rítmicos, carbonatados e detríticos, metamorfizados na fácies xisto verde, já foram atribuídos ao

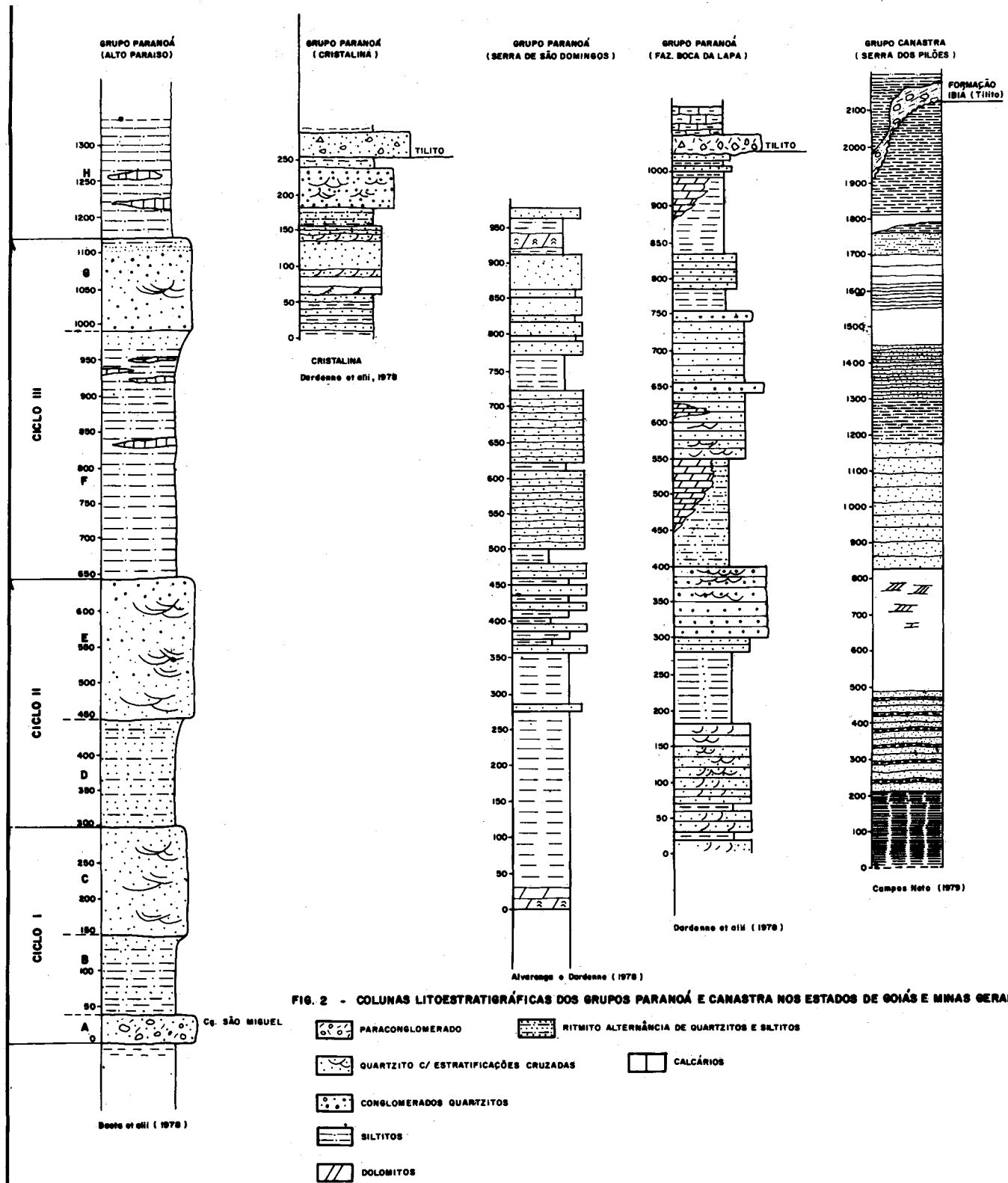


FIG. 2 - COLUNAS LITOSTRATIGRÁFICAS DOS GRUPOS PARANOÁ E CANASTRA NOS ESTADOS DE GOIÁS E MINAS GERAIS

Grupo Bambuí (Barbosa et alii, 1969; Marini et alii, 1974, 1976), mas podem perfeitamente serem correlacionados ao Grupo Paranoá (Dardenne et alii, 1978; Dardenne, 1978, 1979). Aqui também ocorrem estromatólitos colunares do tipo *Conophyton*. Um paraconglomerado, presente em certos locais no topo da seqüência litoestratigráfica descrita, é muito semelhante, apesar da pequena extensão dos afloramentos, ao tilito basal do Grupo Bambuí.

Região da Serra da Canastra, do Chapadão Pau Terra e da Serra dos Pilões (Fig. 2)

Na região que se localiza na parte ocidental do Estado de Minas Gerais, diversas unidades psamíticas metamorizadas na facies xisto verde são conhecidas sob a denominação de Grupo Canastra. As colunas litoestratigráficas da Serra da Canastra e do Chapadão Pau Terra (Campos Neto, 1979), mostram, como na seção-tipo do Grupo Paranoá, uma alter-

nância regular de níveis pelíticos é arenosos, sobrepostos em discordância erosiva pelo paraconglomerado basal da Formação Ibiá, que possui todas as características do tilito Jequitá na base do Grupo Bambuí, ao qual foi correlacionado por Dardenne (1978, 1979), Dardenne et alii (1978) e Campos Neto (1979).

Por essa razão, pelo menos a parte superior do Grupo Canastra é considerada como equivalente ao Grupo Paranoá.

Relações Paranoá-Araí. Geralmente os trabalhos anteriores descrevem discordância angular entre os grupos Paranoá e Araí (Braun, 1968; Barbosa et alii, 1969; Dyer, 1970; Marini et alii, 1976). Na região entre Alto Paraíso e Colinas, região onde o contato entre os dois grupos está exposto, as observações efetuadas não permitem confirmar tal afirmação. Perto de São Jorge (chamado também de Baixo), no Córrego Cordovil, o metamorfismo dos dois grupos é incipiente o contato se faz por discordância erosiva do Conglomerado São Miguel sobre os metassiltitos do Grupo Araí.

Nas vizinhanças de Colinas, o conglomerado São Miguel foi identificado (Dardenne, 1978, 1979; Dardenne et alii, 1978) sob a forma dos “calcoalbitos” descritos pelo Projeto Brasília (Barbosa et alii, 1969) na Formação Arraias que constitui a base do Grupo Araí e se acha sotoposta à Formação Traíras onde encontram-se metassiltitos, calcoxistos, quartzitos, calcários e dolomitos. Nas lentes dolomíticas já foram descritos estromatólitos colunares com laminações cônicas (*Conophyton*) e convexas (Marini et alii, 1974, 1976; Dardenne et alii 1978).

Perto da barra do Córrego do Padre com o Rio Tocantinho, o conglomerado São Miguel se acha intercalado entre os dois níveis de calcoxistos e pode ser seguido até Colinas. Nessa área, o conglomerado encontra-se dobrado isoclinalmente com eixos orientados em torno de N20-30W.

Essas observações permitem concluir que grande parte das unidades que foram mapeadas como pertencentes à Formação Traíras, devem ser atribuídas ao Grupo Paranoá, aqui metamorfozadas na facies xisto verde (Dardenne, 1978, 1979). Tal conclusão foi confirmada pelo mapeamento do Projeto Cana Brava-Porto Real (Araújo e Alves, 1979) onde todas as unidades metamórficas foram relacionadas ao Grupo Bambuí indiferenciado.

– Relações Paranoá-Canastra. Na região situada a oeste de Vazante no Estado de Minas Gerais, o Grupo Canastra é geralmente considerado como mais antigo que os grupos Paranoá e Bambuí e incorporado a um ciclo orogênico anterior (Ciclo Uruaçu), em razão de um metamorfismo mais elevado.

Os seguintes dados (Dardenne, 1978, 1979; Dardenne et alii, 1978; Campos Neto, 1979) permitem sustentar a correlação proposta com o Grupo Paranoá:

a) O Grupo Canastra apresenta uma seqüência sedimentar essencialmente argilo-arenosa que pode ser dividida em ciclos regressivos com granulometria crescente para cima, muito semelhantes aos descritos no Grupo Paranoá. Esses ciclos sedimentares, junto com as estruturas sedimentares ainda observáveis como na Serra da Canastra (marcas de ondas, estratificações cruzadas, diques de areia), indicam também um ambiente deltáico.

b) As unidades superiores são recobertas em discordância erosiva pelo Conglomerado basal da Formação Ibiá, que possui as características gerais do tilito Jequitá da base do Grupo Bambuí.

c) As deformações observadas na Formação Ibiá são idên-

ticas às registradas no Grupo Canastra e na Formação Vazante (Campos Neto, 1979).

Todas as observações levam a considerar pelo menos a parte detrítica superior do Grupo Canastra como um equivalente metamórfico do Grupo Paranoá.

CORRELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS

A definição do Grupo Paranoá na faixa dobrada Brasília sobre a borda ocidental do Craton São Francisco possui uma importância regional para a litoestratigrafia do Precambriano na escala do Brasil Central. Ela permite correlacionar esse grupo a conjuntos semelhantes (Dardenne, 1978, 1979), situados abaixo do tilito basal do Grupo Bambuí e acima dos conglomerados diamantíferos, descritos no Grupo Chapada Diamantina (Bahia) e no Grupo Espinhaço (Minas Gerais). Nessas formações é possível observar a mesma organização geral da seqüência sedimentar em megaciclos regressivos, as mesmas estruturas sedimentares (marcas de ondas, estratificações cruzadas, gretas de contração, moldes de cubos de sais e diques de areia) e a ocorrência de facies carbonatadas (Montes, 1977; Scholl e Fogaça, 1979) com estromatólitos colunares, as vezes do tipo *Conophyton* (Scholl, 1976), mais abundantes nas unidades superiores.

AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO, PALEOGEOGRAFIA E MINERALIZAÇÕES

Os trabalhos do Departamento de Geociências da UnB desenvolvidos desde 1970 (Faria et alii, 1970, 1973; Ladeira et alii, 1971; Dardenne et alii, 1976, 1978; Dardenne, 1978, 1979; Alvarenga e Dardenne, 1978; Campos Neto, 1979), aliados aos mapeamentos regionais e relatórios da PROSPEC S/A. e da CPRM (Braun, 1968; Barbosa et alii, 1969, 1970; Baeta et alii, 1978; Araújo e Alves, 1979) conduziram a um certo conhecimento do Grupo Paranoá, mas insuficiente ainda para permitir uma integração segura dos dados ao nível da bacia de sedimentação. Conclusões preliminares, porém, podem ser aventadas:

Megaciclos e Ambientes Sedimentares

Os sedimentos detríticos do Grupo Paranoá apresentam megaciclos regressivos de sedimentação, caracterizados por uma granulometria crescente para cima e uma sucessão de facies bem definida da base para o topo: sublitorânea, litorânea, continental.

Tal distribuição das facies nas áreas de São Jorge (ou baixo), Alto Paraíso, São João da Aliança, São Gabriel, Brasília, Formosa, Cabeceiras, Serra de São Domingos, Serra da Canastra e Serra dos Pilões, traduz uma sedimentação deltáica costeira dominada pelas marés, ocorrendo uma bacia epicontinental onde cada megaciclo regressivo se inicia com uma rápida transgressão marinha.

Paleocorrentes e Paleogeografia

Na região de Alto Paraíso, São João da Aliança, São Gabriel, é possível reconstituir o sentido das paleocorrentes a partir do levantamento das estratificações cruzadas que são abundantes nos níveis arenosos. O sentido principal de aporte registrado nessas áreas ocorre de NE para SW, permanecendo relativamente constante durante toda a deposição dos sedimentos do grupo. Este sentido parece coincidir com o sentido das paleocorrentes observadas nos sedimentos detríticos do Grupo Araí na área.

Na região da Serra de São Domingos, os sedimentos são

mais finos e mais laminados, não permitindo uma reconstituição segura das paleocorrentes.

Na região de Formosa-Cabeceiras, as medidas realizadas confirmam até agora um sentido das paleocorrentes orientadas preferencialmente de leste para oeste. Na área, os sedimentos detríticos apresentam freqüentemente facies grosseiras com conglomerados polimictitos, onde os seixos de gnaisses e granitos são abundantes. Paralelamente, os quartzitos apresentam uma natureza arcossiana bem característica. A origem dos fragmentos só pode se situar a leste dessa região a partir da erosão do embasamento cristalino da zona cratônica estável.

O conjunto dos dados levantados até agora parece traduzir que a borda da bacia se situava a leste dos limites atuais da área de afloramento, os sedimentos detríticos originando-se no Craton São Francisco, na época submetido a erosão devido a ausência de cobertura sedimentar.

Mineralizações

Na área de afloramento do Grupo Paranoá, as ocorrências minerais registradas são pouco numerosas, destacando-se os pequenos depósitos de manganês da região de São João da Aliança, e as ocorrências de cobre da Serra de São Domingos.

- Depósitos de Manganês da Região de São João da Aliança
- As jazidas da Pedra Preta e Buritizinho (Guimarães, 1978)

resultam de processos de intemperismo, atuantes sobre os sedimentos pelíticos do Grupo Paranoá. O manganês, disseminado em pequenas quantidades nos folhelhos e siltitos se acumulou residualmente a partir de diversas fases de concentração e remobilização decorrentes dos sucessivos ciclos de erosão e aplainamento Sul Americano e Velhas, sendo formado durante o Ciclo Velhas.

- Ocorrências de Cobre da Serra de São Domingos - As ocorrências e anomalias de cobre descobertas por Alvarenga (1978) localizam-se junto aos pequenos biohermas estromatolíticos intercalados na forma de lentes nos siltitos e quartzitos do Grupo Paranoá, lembrando muito as características geológicas encontradas nos grandes depósitos de cobre do Zaire e da Zâmbia (Garlick, 1964; Malan, 1964).

IDADE

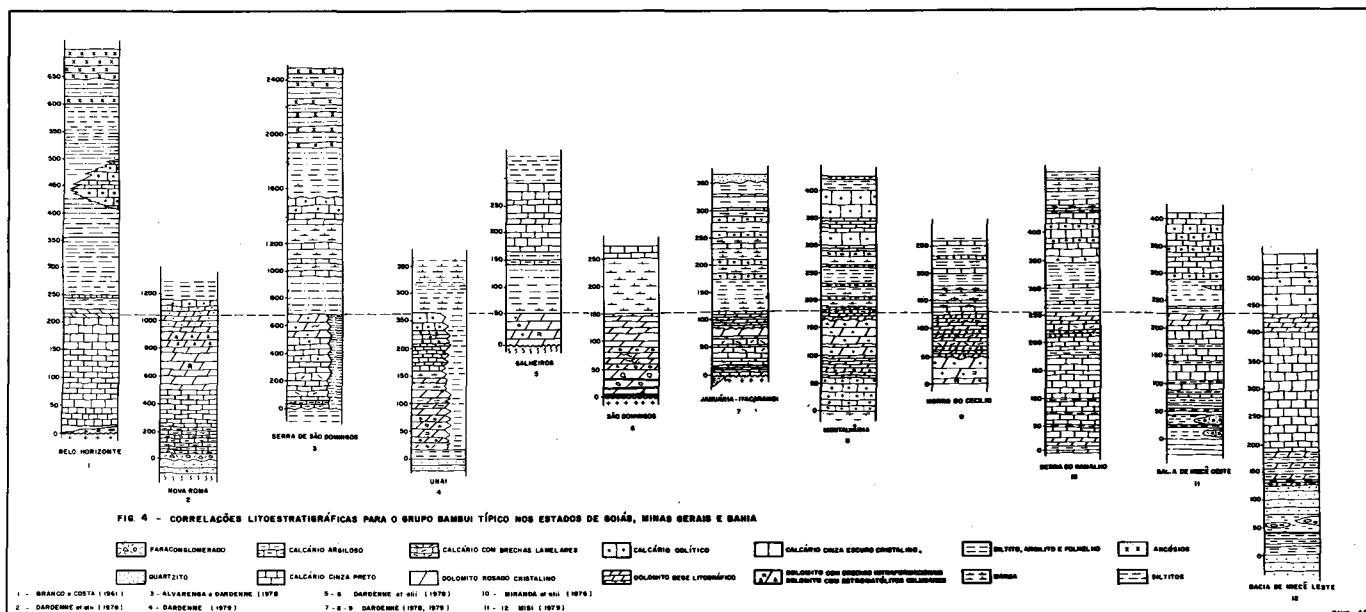
No Grupo Paranoá, as datações K-Ar existentes sobre os metassedimentos forneceram a idade do último metamorfismo (660 m.a.) que afetou também o Grupo Bambuí. Os únicos dados disponíveis sobre o grupo correspondem a identificação de estomatólitos colunares do tipo *Conophyton metula Kirichenko* que indicam uma faixa de idade compreendida entre 1350 e 950 m.a. (Dardenne et alii, 1973).

O GRUPO BAMBUÍ TÍPICO

Os sedimentos argilosos e carbonatados aflorando no vale

LITOLOGIAS	ESTADOS DE GOIÁS E MINAS GERAIS GRUPO BAMBUÍ	ESTADOS DE MINAS GERAIS E BAHIA (Rio São Francisco) GRUPO BAMBUÍ	ESTADO DA BAHIA (Irecê) GRUPO UNA	ESTADO MATO GROSSO GRUPO ALTO PARAGUAI
ARCÓSIOS + SILTITOS	FORMAÇÃO TRES MARIAS	FORMAÇÃO TRES MARIAS		F. DIAMANTINO
SILTITOS + ARGILITOS + FOLHELHOS	FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE	FORMAÇÃO SERRA DA SAUDADE		F. SEPOTUBA
SILTITOS, MARGAS + CALCÁRIOS PRETOS FÉTIDOS, OOLÍTICOS OU PISOLÍTICOS	FORMAÇÃO LAGO DO JACARÉ (Rochas carbonatadas lenticulares)	FORMAÇÃO NHANDUTIBA (Rochas carbonatadas contínuas)	FORMAÇÃO NHANDUTIBA (Rochas carbonatadas contínuas)	F. RAIZAMA (Rochas detríticas grosseiras = arenitos e arcósios brancos; intercalações de dolomitos e chert na base)
FOLHELHOS, SILTITOS + LENTES DE CALCÁREOS + MARGAS	FORMAÇÃO SERRA DE SANTA (Rochas detríticas finas pelitos)	FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA	FORMAÇÃO SANTA HELENA	
DOLOMITOS LITOGRAFICOS	FORMAÇÃO	FORMAÇÃO	FORMAÇÃO	F. ARARAS
DOLOMITOS CRISTALINOS	SETE LAGOAS (Rochas carbonatadas lenticulares)	JANUÁRIA (Rochas carbonatadas contínuas)	JANUÁRIA (Rochas carbonatadas contínuas)	(Rochas carbonatadas contínuas)
CALCÁRIOS CINZA				
CALCÁRIOS ARGILOSOS				
TILOTO	FORMAÇÃO JEQUITAI OU IBIÁ (+ G. MACAUBAS)	FORMAÇÃO JEQUITAI	FORMAÇÃO BEBEDOURO	F. PUGA - G. JANGADA (+ G. CUIABA?)
PRÉ - BAMBUÍ	GRUPOS PARANOÁ, ARAI, ESPINHAÇO, CANASTRA	EMBASAMENTO CRISTALINO	GRUPO CHAPADA DIAMANTINA EMBASAMENTO CRISTALINO	F. BAUXI EMBASAMENTO CRISTALINO

FIG. 3 - NOMENCLATURA LITOESTRATIGRÁFICA UTILIZADA NOS ESTADOS DE MINAS GERAIS, GOIÁS, BAHIA E MATO GROSSO (Seg Dardenne, 1978, 1979)



do Rio São Francisco foram chamados “Série São Francisco” por Derby (1880). A denominação original foi modificada por Rimann (1917) com a expressão “Série Bambuí” que ficou consagrada pelo uso na literatura geológica brasileira.

Apesar dos numerosos trabalhos que interessaram durante décadas às litologias do grupo, a primeira seqüência litoestratigráfica foi proposta somente em 1961 por Branco e Costa que deixaram perfeitamente claro que o Grupo Bambuí começa com um conglomerado basal, continua com uma espessa seqüência argilo-carbonatada e termina com siltitos e arcósios. Essa definição do Grupo Bambuí, adotada neste trabalho, exclui todas as formações detríticas sotopostas ao conglomerado basal, que foram tratadas no capítulo referente ao Grupo Paranoá.

Por outro lado, existe ainda a indefinição relativa a posição estratigráfica dos metassedimentos ocorrendo na região de Lagamar-Vazante-Paracatu-Unai, que são geralmente correlacionados ao Grupo Bambuí. Em vista desse problema e da originalidade da seqüência sedimentar observada, tratar-se-á separadamente o “Grupo Bambuí Típico” e a “Formação Vazante” (Dardenne, 1978, 1979).

As várias formações individualizadas e consideradas como típicas do Grupo Bambuí são reconhecíveis na escala do Brasil Central (Goiás, Minas Gerais, Bahia e Mato Grosso) apesar das freqüentes mudanças faciológicas e das variações de espessura observadas (Fig. 3).

LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE BELO HORIZONTE (Fig. 4)

Desde o trabalho pioneiro de Branco e Costa (1961), o conhecimento da litoestratigrafia do Grupo Bambuí progrediu sensivelmente com as pesquisas sucessivamente desenvolvidas por Oliveira (1967), Braun (1968), Barbosa et alii (1969, 1970), Scholl (1972, 1973) e Dardenne (1978, 1979). Atualmente, seis formações são distinguidas no grupo, sendo da base para o topo as formações Jequitaiá, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias.

– Formação Jequitaiá (Derby, 1880) – A formação repousa em discordância sobre unidades mais antigas, como os grupos Paranoá, Araí, Espinhaço, Canastra, Chapada Diamantina o Embasamento Cristalino. Representa a expressão de uma

glaciação em escala continental ocorrida no Proterozóico Superior. Na maioria das suas ocorrências é constituída por um conglomerado (tilito) com matriz argilosa esverdeada onde flutuam seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, chert, gnaisses, granitos, micaxistos e rochas vulcânicas. Os seixos são frequentemente facetados e estriados, enquanto pavimentos estriados foram descritos na base do tilito na Serra da Água Fria perto de Jequitaiá (Isotta et alii, 1969; Walde, 1978; Hettich, 1977).

O tilito é conhecido sob várias denominações no Brasil Central:

- Formação Bebedouro, na Bahia: Moraes Rego (1930); Kegel (1959) Misi (1973, 1979); Montes (1977), Misi e Souto (1975).
- Tilito Carandai, no sul de Minas Gerais: Leonardos (1940); Ebert (1955, 1957).
- Conglomerado Samburá, no sudoeste de Minas Gerais: Branco (1957).
- Conglomerado Ibiá, no oeste de Minas Gerais: Barbosa et alii (1970).
- Diamictito de Cristalina ou Formação Topázio, no sul de Goiás: Leonardos (1960); Campbell e Costa (1965); Carvalho e Costa (1968); Costa e Angeiras (1971); Costa et alii (1970); Faria (1970).
- Diamictito ou tilito de Nova Roma, Campos Belos, Boca da Lapa, Formosa-Cabeceiras, Padre Bernardo, na parte leste de Goiás: Barbosa et alii (1969); Dardenne et alii (1978, 1979); Dardenne e Walde (1979).
- Tilito do Grupo Macaúbas, no leste de Minas Gerais: Moraes e Guimarães (1930); Hettich (1977); Karfunkel e Karfunkel (1977); Walde (1978); Pflug e Scholl (1975).
- Formação Puga e Grupo Jangada, nos Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul: Evans (1894); Almeida (1964, 1965); Maciel (1959).

O contato com a Formação Sete Lagoas sobreposta é aparentemente concordante, mas a existência de um hiato importante ou mesmo de uma discordância entre as duas formações é provável (Dardenne e Walde, 1979).

– Formação Sete Lagoas – É composta por uma seqüência margosa e pelítica onde aparecem lentes de calcários e dolomitos de todas as dimensões, bem representadas na seção-tipo

perto de Belo Horizonte (Branco e Costa, 1961; Scholl, 1972, 1973).

— Formação Serra de Santa Helena — É constituída essencialmente por folhelhos e siltitos cinza e cinza esverdeado (Branco e Costa, 1961; Oliveira, 1967; Scholl, 1972, 1973). Finas intercalações, lentes de arenitos e calcários cinza são relativamente freqüentes (Alvarenga e Dardenne, 1978; Dardenne et alii, 1978). As principais estruturas sedimentares encontradas são laminações planas paralelas e marcas de ondas.

— Formação Lagoa do Jacaré — Caracteriza-se por siltitos e margas cinza esverdeado e cinza escuro onde se intercalam calcários pretos microcristalinos a cristalinos, ricos em matéria orgânica, fétidos, com bancos maciços oolíticos e psolíticos nos quais estratificações cruzadas acanaladas são freqüentes.

— Formação Serra da Saudade — É composta por siltitos, argilitos e folhelhos cinza, cinza esverdeado e verde, onde lentes de calcários cinza são localmente observadas. Pequenas ocorrências de fosforitos são frequentemente encontradas na região de Cedro do Abaeté e Quartel Geral (Minas Gerais) onde a Formação Serra da Saudade foi originalmente descrita (Branco e Costa, 1961) e colocada em posição estratigráfica superior aos arcósios da Formação Três Marias. Na realidade, essa unidade se situa abaixo dos arcósios, nesta região como em outras áreas de Minas Geraise e Goiás (Alvarenga e Dardenne, 1978; Dardenne, 1978, 1979; Dardenne et alii, 1978).

— Formação Três Marias — A formação, originalmente descrita sob o nome "Arenito Pirapora" por Eschwege (1832), foi chamada Formação Três Marias por Branco e Costa (1961), denominação que ficou consagrada pelo uso na literatura geológica brasileira apesar da utilização por Costa et alii (1970) e Costa e Angeiras (1971) da expressão Formação Pirapora.

É caracteristicamente composta por arcósios e siltitos, verde a cinza esverdeado, com os arcósios possuindo localmente uma coloração avermelhada.

A passagem da Formação Serra da Saudade para a Formação Três Marias é transicional nas regiões de Três Marias, Serra de São Domingos, Vale do Paranã (Branco e Costa, 1961; Oliveira, 1967; Alvarenga e Dardenne, 1978; Dardenne, 1978, 1979; Dardenne et alii, 1978). Essas observações se opõem à opinião de Costa e Angeiras (1971) e Costa et alii (1970) que sustentam a existência de uma discordância regional na base da Formação Três Marias, discordância esta não encontrada nos locais assinalados devido a presença de falha no contato da Formação Três Marias com as formações inferiores.

Recentemente, Costa (1978), Menezes e Matos (1978) e Menezes et alii (1978) descreveram conglomerados na base de unidades atribuídas à Formação Três Marias mas cuja posição estratigráfica fica ainda duvidosa a partir dos trabalhos publicados.

Entretanto, essas descobertas podem traduzir a existência de uma discordância erosiva na base da Formação Três Marias, se situando na antiga borda da bacia.

LITOESTRATIGRAFIA NA REGIÃO DA SERRA DE SÃO DOMINGOS (MG e GO) Fig. 4

Na região, os sedimentos do Grupo Bambuí repousam em aparente concordância sobre os quartzitos e ritmitos do Grupo Paranoá. Nota-se a ausência do tilito basal, enquanto permanecem os calcários rosados, argilosos, microcristalinos que geralmente lhe são sobrepostos. Para as formações superiores, a sucessão litoestratigráfica é semelhante à região de Belo

Horizonte, mas as diversas formações apresentam uma grande espessura (Fig. 4) que foi relacionada às altas velocidades de sedimentação e subsidência existentes na região.

LITOESTRATIGRAFIA NA REGIÃO DO VALE DO PARANÁ (GO) Fig. 4

No Vale do Rio Paranã, pode-se observar a litoestratigrafia completa do Grupo Bambuí, com as suas seis formações características. Entretanto, importantes variações de espessura são evidenciadas na base da Formação Sete Lagoas, cujas unidades inferiores podem mesmo desaparecer nas bordas ocidental e oriental do vale, quando os sedimentos carbonatados transgridem sobre o embasamento. Bons exemplos de transgressão são observáveis nas vizinhanças de Campos Belos, São Domingos e Galheiros, onde os dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas se depositam diretamente sobre o embasamento. Na região de Nova Roma, a subsidência é muito mais acentuada, permitindo o desenvolvimento de uma grande espessura das diversas unidades da Formação Sete Lagoas. (Dardenne et alii, 1978).

LITOESTRATIGRAFIA NA REGIÃO DE JANUÁRIA-ITACARAMBI-MONTALVÂNIA (MG)

Na região do vale do Rio São Francisco, o tilito basal do Grupo Bambuí foi reconhecido somente através de sondagem no município de Montalvânia. As formações carbonatadas se apresentam sob a forma de horizontes contínuos, contrastando com o seu aspecto lenticular na escala da bacia. Por essa razão, foram denominadas de Formação Januária e Formação Nhandutiba por Dardenne (1978, 1979), Lopes (1979) Campos Neto (1979) e Costa (1978).

A Formação Januária mostra, da base para o topo, uma sucessão absolutamente característica (Fig. 5):

- Dolomitos bege sublitográficos, laminados e lenticulares.
- Calcários roxos a bege ou cinza claro, finamente lamina-dos, com os planos de estratificação sublinhados por filmes argilosos verdes. Os calcários são frequentemente dolomíticos.
- Calcários cinza, finamente laminados, com os planos de estratificação sublinhados por filmes argilosos cinza escuro.
- Calcários cinza, microcristalinos, finamente lamina-dos.
- Calcários cinza a cinza escuro, microcristalinos a cristali-nos, com bancos maciços de brechas lamelares na região de Januária, Itacarambi, e bancos oolíticos, às vezes piso-líticos, na região de Montalvânia, Serra do Ramalho (Fig. 4).
- Dolomitos bege a róseo, sacaroidais, com oólitos e/ou intraclastos. Os dolomitos apresentam às vezes vestígios de estratificações cruzadas e estromatólitos colunares.
- Uma discordância erosiva ou um hiato de deposição separa os dolomitos anteriores dos dolomitos bege, laminados sublitográficos a microcristalinos que lhe são sobrepostos e que apresentam localmente brechas lamelares, oólitos e estromatólitos colunares.
- Calcários cinza escuro, microcristalinos a cristalinos, às vezes oolíticos ou intraclásticos, podem aparecer local-mente no topo da seqüência.

A formação Nhandutiba é constituída essencialmente por uma alternância de níveis de calcários oolíticos e pisolíticos,

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

pretos, cristalinos, fétidos com calcários e margas.

Na região, as formações Serra da Saudade e Três Marias são geralmente ausentes.

AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO – PALEOGEOGRAFIA – MINERALIZAÇÕES

Os sedimentos do Grupo Bambuí depositaram-se sobre uma plataforma epicontinental estável, seguindo o modelo desenvolvido por Shaw (1964), Irwin (1965) e Laporte (1969) para uma bacia caracterizada por gradiente muito fraco de seu fundo e por águas rasas, permitindo assim explicar a constância das litofácies sobre enormes distâncias e suas variações muito rápidas em função de modificações menores da paleogeografia.

Ambientes de Sedimentação e Megaciclos Sedimentares

Os diversos ambientes reconhecidos no Grupo Bambuí se manifestam por uma série de fácies sedimentares características:

a) Ambiente Glacial:

- Facies tilito: geleira continental
- Facies varvito com seixos pingados: lacustre
- Facies calcários roxos argilosos: lacustre.

b) Ambiente marinho sublitorâneo, abaixo do nível de influência das ondas e correntes de maré, águas claras, profundidade moderada:

- Facies argilitos, folhelhos, siltitos, margas
- Facies calcários cinza escuro, ricos em matéria orgânica
- Facies calcário cinza, laminado.

c) Ambiente marinho sublitorâneo, agitado, submetido à influência das ondas e correntes da maré (estratificações cruzadas):

- Facies calcários oolíticos e pisolíticos
- Facies arcósios verdes.

d) Ambiente marinho litorâneo, agitado, submetido à influência das ondas e correntes da maré; exposição temperária ao ar livre freqüente na zona de balanço do mar:

- Facies calcários com brechas lamelares
- Facies dolomitos sacaroidais, intraclásticos e oolíticos
- Facies dolomitos com estromatólitos colunares
- Facies arcósios e siltitos arcosianos com estruturas flaser, marcas de ondas, laminações paralelas.

e) Ambiente marinho litorâneo a supralitorâneo, alternante.

- Fácies dolomitos litográficos laminados com esteiras de algas, "Bird's eyes", evaporitos às vezes associados (gipsita)
- Facies dolomitos litográficos com brechas lamelares.
- Facies dolomitos oolíticos com matriz micrítica.

f) Ambiente fluvial continental

- Facies escósios médios a grosseiros com estratificações cruzadas acanaladas, canais.

A análise da seqüência sedimentar permite a identificação de três megaciclos regressivos sucedendo a um episódio glacial. Da base para o topo, distribuem-se na seguintes ordem:

- Glaciação em escala continental (Formação Jequitá)
- Megaciclo I: Argilo-carbonato (Formação Sete Lagoas ou Januária)
- Megaciclo II: argilo-carbonatado (Formação Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré – Nhandutiba)
- Megaciclo III: argilo-arenoso (Formações Serra da Saudade e Três Marias).

Os megaciclos I, II e III iniciam-se com uma rápida trans-

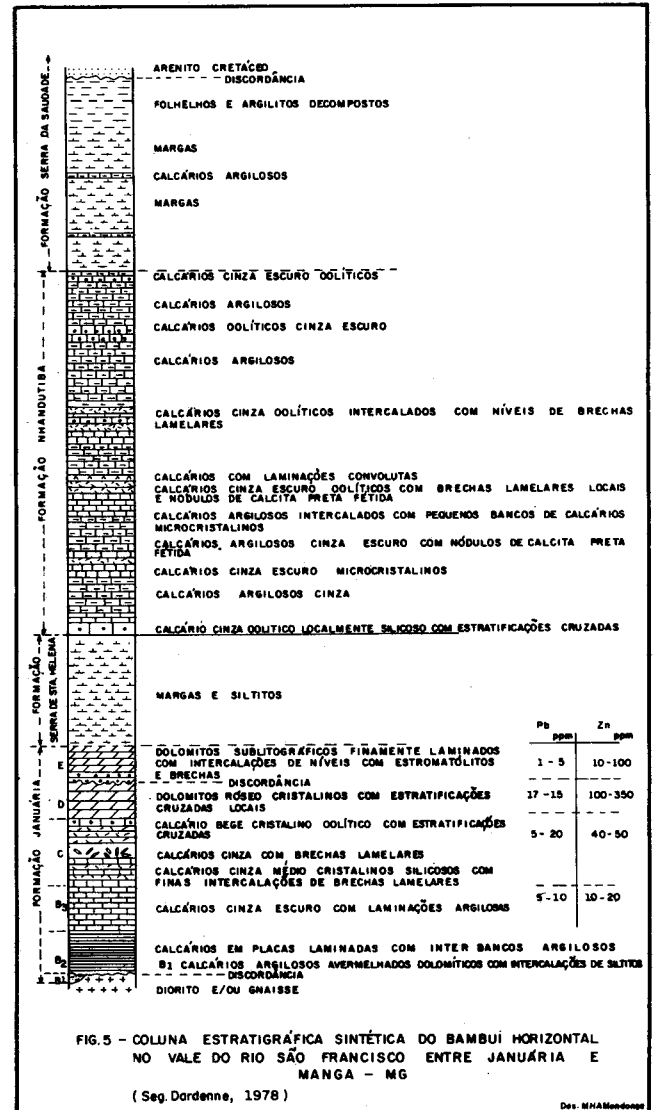


FIG. 5 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA SINTÉTICA DO BAMBUI HORIZONTAL NO VALE DO RIO SÃO FRANCISCO ENTRE JANUÁRIA E MANGA - MG

(Seg. Dardenne, 1978)

Des. MINA/Mineração

gressão de amplitude regional a partir da qual se desenvolvem fácies marinhas sublitorâneas, passando progressivamente para fácies marinhas litorâneas e supralitorâneas, atingindo localmente no caso da Formação Três Marias fácies fluviais continentais.

Paleogeografia

A bacia Bambuí se desenvolveu sobre uma crosta continental estável. É dividida em compartimentos alongados segundo uma direção norte-sul por antigas falhas do embasamento, cujo jogo durante a deposição dos sedimentos provocou a subsidência mais ou menos rápida dos diversos compartimentos uns em relação aos outros. A sua forma original seria mais ou menos concordante com os limites atuais de afloramento. Os limites da bacia e a posição dos altos fundos são nitidamente indicados pela distribuição das fácies dolomíticas.

As variações de espessura observadas de oeste para leste indicam claramente uma transgressão no mesmo sentido com a diminuição concomitante dos aportes detríticos, orientados preferencialmente do SW para NE, e adelgaçamento dos intervalos pelíticos em direção ao Rio São Francisco.

Durante a transgressão, originada pela fusão das geleiras, observa-se uma progressão das fácies do Grupo Bambuí típico em direção ao norte no Estado de Goiás e em direção ao sul

no Estado de Minas Gerais. A transgressão maior ultrapassa o alto fundo da Serra Geral de Goiás, onde afloram rochas do embasamento perto das cidades de Galheiros, São Domingos e Correntina, e progride para leste sobre o Craton São Francisco em direção à Bacia de Irecê, hoje isolada, onde se observa o desaparecimento do intervalo pelítico da Formação Serra de Santa Helena.

Nesse contexto, vários domínios podem ser individualizados (Fig. 1):

- Domínio de plataforma estável com subsidência reduzida na região do vale do Rio São Francisco.
- Domínio de plataforma estável com subsidência relativamente rápida na região da Serra de São Domingos, que parece delinear o eixo principal da bacia.
- Domínio da borda da bacia com subsidência localmente acentuada, delimitado pelas fácies dolomíticas situadas mais a oeste: Campos Belos, Nova Roma, Fazenda Covanca.

Na hipótese de uma correlação da Formação Vazante com o Grupo Bambuí Típico, as grandes espessuras das fácies dolomíticas registradas na região de Vazante-Paracatu parecem indicar uma faixa costeira mais instável, localizada sobre uma antiga zona de fraqueza da crosta, permitindo assim a individualização precoce dessas fácies em relação às fácies clássicas do Grupo Bambuí.

Mineralizações Pb-Zn-CaF₂-P₂O₅

As mineralizações de Pb-Zn-CaF₂ e P₂O₅ associadas aos sedimentos do Grupo Bambuí não apresentam até hoje grande importância econômica, não ultrapassando geralmente o nível de ocorrências.

- Ocorrências de Pb-Zn-CaF₂ do Vale do Rio São Francisco - As mineralizações do Vale do Rio São Francisco foram estudadas por numerosos autores (Moraes, 1937, 1958; Robertson, 1963; Gomes, 1956; Cassedanne, 1972a, b, 1973; Lopes, 1979; Dardenne, 1976, 1979; Beurlen, 1973, 1974, 1979). Suas principais características foram sintetizadas por Dardenne (1979):

a) A mineralização é associada a uma discordância erosiva que se situa no contato dos dolomitos rosados sacaroidais com os dolomitos bege litográficos na Formação Januária.

b) Essa discordância é relacionada a uma superfície de emersão que ocorre na parte superior do ciclo regressivo de sedimentação.

c) As mineralizações de Pb-Zn-Ca F₂ se localizam no topo e sobre os flancos de estruturas anticlinais individualizadas em altos fundos durante a sedimentação (Fig. 6).

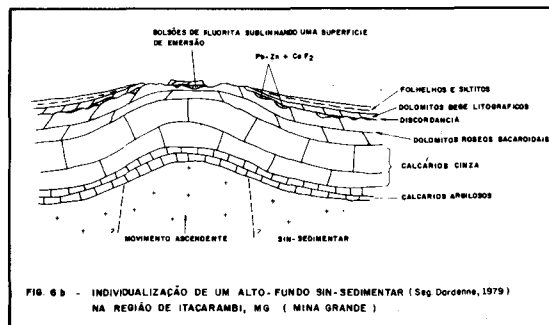
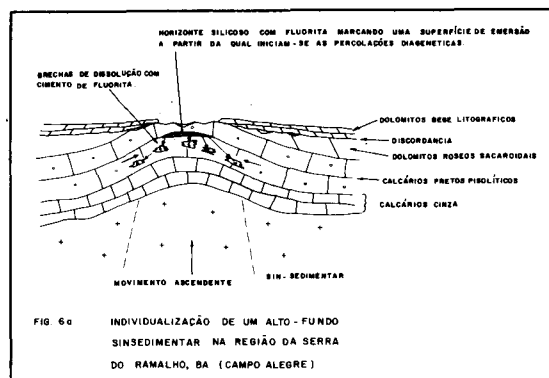
d) A paragénesis é simples com os constituintes essenciais representados por blenda, galena, pirita, fluorita. Nota-se o teor relativamente alto em Ag e Cd do minério.

e) A concentração dos elementos metálicos é considerada como sindiagenética e ligada a um ambiente de sedimentação próximo à deposição dos evaporitos, com importante participação de sedimentos de origem algal.

f) As circulações diagenéticas sob cobertura, mais ou menos tardias e concentradas nas proximidades da superfície de emersão, ao longo dos eixos das estruturas anticlinais, induziram processos de dissolução local com desenvolvimento de brechas e bolsões aos quais são associadas as ocorrências de fluorita.

g) A tectônica rígida provocou a remobilização da mineralização preexistente nas falhas e fraturas.

h) A exposição à alteração meteórica desde a fase de aplai-



namento Sul Americana até os tempos atuais favoreceu a oxidação e a silicificação dos depósitos com desenvolvimento de uma nova paragénesis caracterizada pela presença de wilemita, calamina, vanadinita, piromorfita e minerais argentíferos, além de uma acumulação mecânica de fragmentos de fluorita nas depressões carstícas recentes.

- Ocorrências de Fosfatos - Pequenas ocorrências de fosfatos aparecem nos sedimentos do Grupo Bambuí em posições estratigráficas bem diferentes.

a) Ocorrências da região de Campos Belos (GO) - Se situam na base da Formação Sete Lagoas, associadas com argilitos, siltitos e calcários argilosos depositados em pequenas lacunas. A mineralização é estratiforme, lenticular e muito influenciada pelo intemperismo com a formação de fosfatos aluminosos do tipo wavelita.

b) Ocorrências da região de Cedro do Abaeté-Quartel Geral (MG) e Fazenda Matinha (GO) - Se localizam perto da base da Formação Serra da Saudade e são associadas a siltitos e folhelhos verdes. A mineralização é estratiforme e lenticular, com níveis ricos em intraclastos e pellets substituídos por colofanita. A deposição se realizou em ambiente marinho de mar aberto (Ladeira e Leal, 1972; Guimarães, 1969).

IDADE

A idade do Grupo Bambuí Típico é ainda sujeito a controvérsia, mas unimamente admitida como Proterozóico Superior. As datações radiométricas K-Ar, Rb-Sr e Pb-Pb forneceram idades entre 600 e 650 m.a. (Amaral e Kwashita, 1967; Amaral, 1966, 1968; Almeida e Hasui, 1969; Hasui e Almeida, 1970; Bonhomme, 1976). Essa idade corresponde certamente ao último metamorfismo que afetou os sedimentos do Grupo Bambuí.

Os dados fornecidos pelos estromatólitos colunares indicaram uma idade compreendida entre 800 e 600 m.a. a partir da identificação de *gymnosolenides* (Marchese, 1974; Dardenne, 1979) e de *Linnella* avis (cf. Walter, 1972) segundo Bertrand-Sarfati (in Dardenne, 1979).

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

Assim a idade do Grupo Bambuí se situa com segurança na faixa entre 900 m.a. e 600 m.a.

A FORMAÇÃO VAZANTE

A região de Lagamar-Vazante-Paracatu-Unai, orientada grosseiramente NS e localizada na parte ocidental do Estado de Minas Gerais (Fig. 1), constitui uma unidade geológica composta por filitos, ordósios, quartzitos, metassiltitos, raros calcários e abundantes dolomitos de origem algal. Tradicionalmente essas litologias são incorporadas ao Grupo Bambuí, mas a seqüência litoestratigráfica levantada por Dardenne (1974, 1978, 1979) não permite uma correlação segura com a estratigrafia clássica do Grupo Bambuí. Existe ainda a possibilidade da unidade ser total ou parcialmente relacionada a um conjunto mais antigo que o Grupo Bambuí. Por essas razões, ela foi individualizada sob a denominação de Formação Vazante (Dardenne, 1978, 1979).

LITOESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO VAZANTE

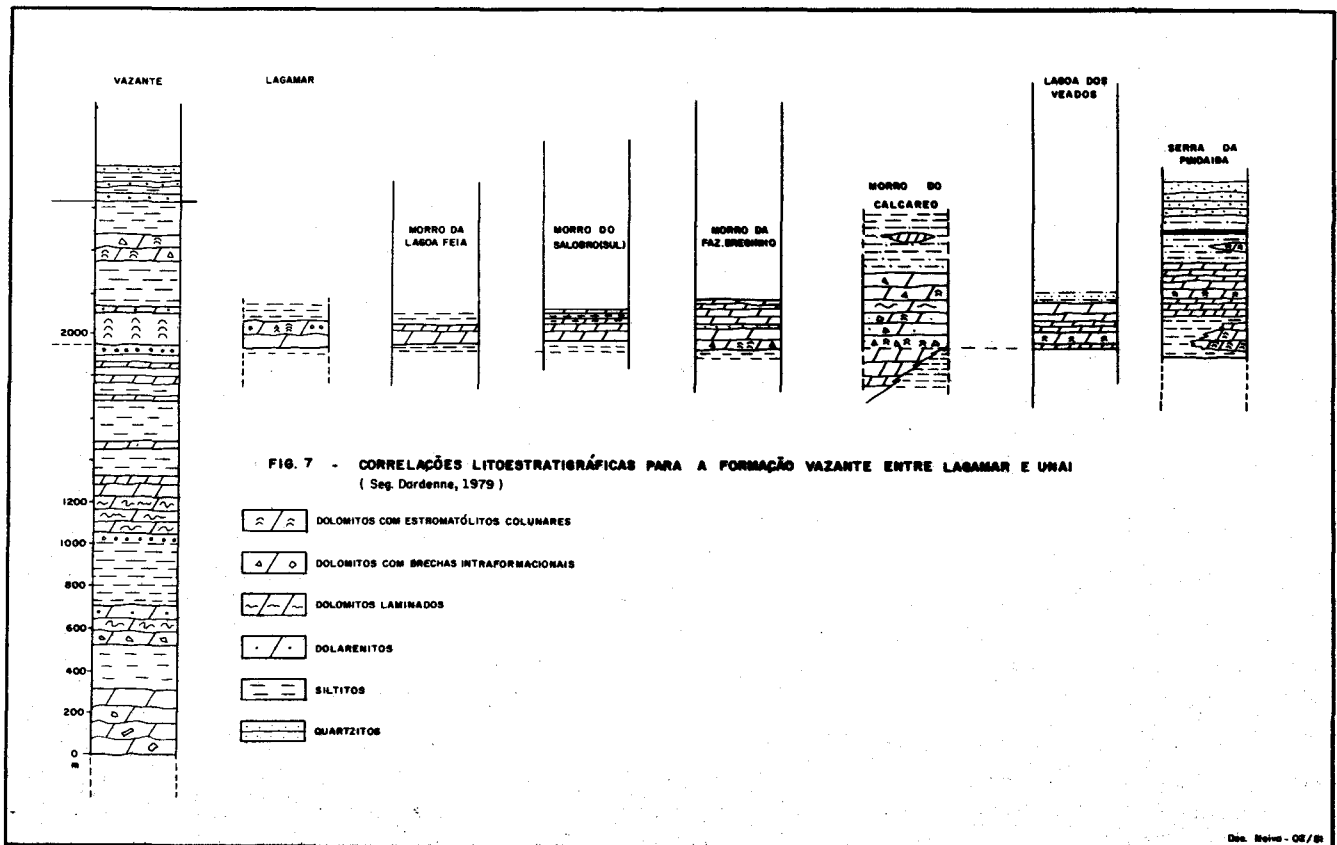
Na região de Vazante-Paracatu, observa-se de leste para oeste três seqüências sedimentares distintas: a seqüência argilosa da Serra do Garrote e a seqüência argilo-dolomítica de Vazante, que se interdigitam uma a outra enquanto a seqüência argilo-arenosa de Paracatu se encontra em contato anormal (cavalgamento) sobre as duas precedentes.

Em duas áreas, a seqüência argilo-dolomítica foi particularmente bem estudada e dividida em várias unidades.

Litoestratigrafia da Área-tipo de Vazante (Fig. 7 e 8a)

A seção-tipo da área se situa alguns kms ao sul de Vazante, único lugar em toda faixa onde as unidades dolomíticas inferiores da seqüência são expostas (Dardenne, 1974, 1978, 1979).

- Unidade A.
Ardósias verde a cinza escuro, às vezes pretas e carbonosas, com lentes de quartzitos. A unidade se sotopõe e se interdigita com todas as unidades dolomíticas superiores.
- Unidade B:
B₁: Alternância de dolomitos róseos, microcristalinos, com níveis de brechas intraformacionais.
B₂: Dolomitos beges a róseos, microcristalinos, com esteiras de algas e laminações convolutas alternando com bancos de dolarenitos e brechas lamelares.
- Unidade C:
Metassiltitos decompostos.
- Unidade D:
D₁ - Dolomitos cinza escuro, laminados.
D₂ - Dolomitos cinza listrados com laminações algais e finas intercalações centimétricas de dolomitos rosados.
D₃ - Dolomitos rosados com laminações algais e finas intercalações de chert, hematita e metassiltitos verdes.
D₄ - Metassiltitos argilosos, esverdeados, com raras intercalações de bancos de dolomitos rosados.
D₅ - Dolomitos rosados microcristalinos homogêneos intercalados com dolarenitos, brechas intraformacionais e dolomitos com laminações algais.
- Unidade E:
E₁ - Metassiltitos verdes com laminações arenosas, intercalados com finos níveis de quartzitos grosseiros, feldspáticos, às vezes conglomeráticos. Estruturas flaser.
E₂ - Dolomitos róseos intercalados com metassiltitos verdes.



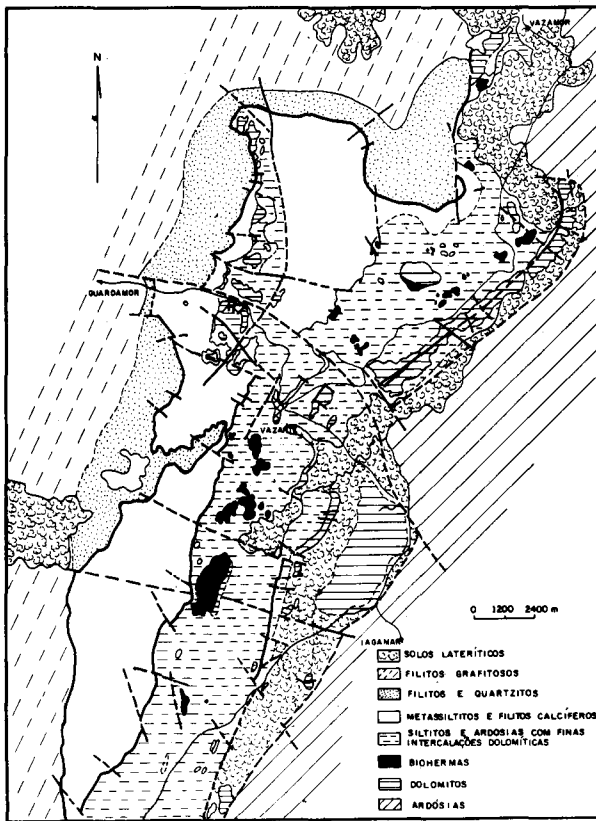


FIG. 8a - MAPA GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO DA REGIÃO DE VAZANTE - MG (Seg. Dardenne, 1978)

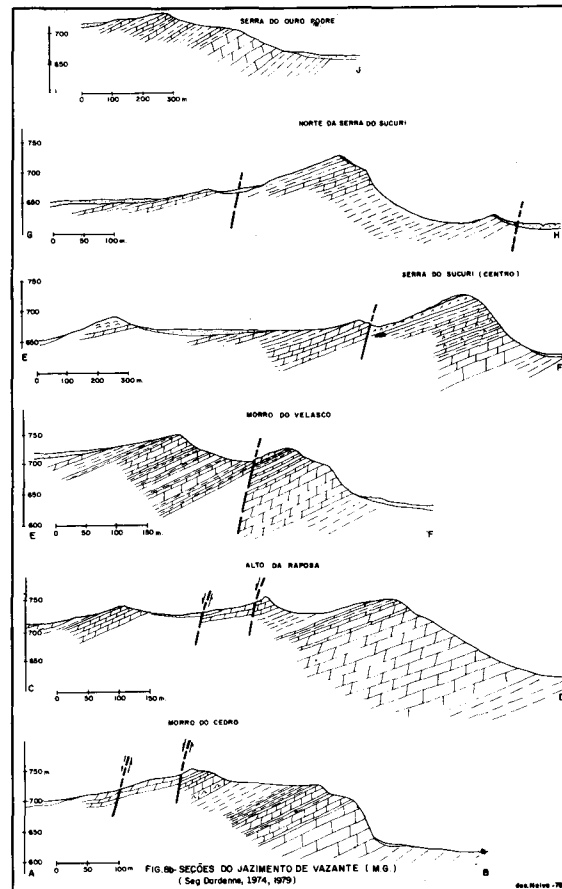


FIG. 8b - SEÇÕES DO JAZIMENTO DE VAZANTE (MG) (Seg. Dardenne, 1974, 1979)

- Unidade F:
Dolomitos recifais com estromatólitos colunares, brechas intraformacionais, dolarenitos, dolomitos laminados, brechas lamelares.
- Unidade G:
Seqüência argilo-dolomítica rítmica, cinza escuro e cinza esverdeado claro, com lentes de dolomitos e metassiltitos.
- Unidade H:
Lentes de dolomitos recifais com estromatólitos colunares, de dolomitos algais laminados, de brechas intraformacionais e de dolarenitos.
- Unidade I:
Intercalações de metassiltitos rítmicos e ardósias calcíferas, cinza esverdeado, com lentes de dolomitos cinza. Contato anormal: Cavalgamento.
- Unidade J:
Filitos grafitosos com intercalações de quartzitos.
- Unidade K:
Filitos pretos grafitosos e filitos verdes.

- Dolomitos recifais com estromatólitos colunares, dolomitos laminados, brechas, dolarenitos, dolomitos maciços.
- Unidades G, H, I:
Metassiltitos rítmicos, filitos carbonosos, lentes de dolomitos e calcários, filitos calcíferos verdes.
Falha: Cavalgamento.
- Unidade J:
Filitos grafitosos pretos com intercalações de quartzitos e filitos verdes.

AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO-PALEOGEOGRAFIA-MINERALIZAÇÕES

A distribuição dos vários ambientes de sedimentação e das fácies correspondentes reflete a paleogeografia e sua evolução durante a deposição dos sedimentos da Formação Vazante, controlando assim as mineralizações de chumbo, zinco, cobre e fosfato associadas.

Ambientes de Sedimentação

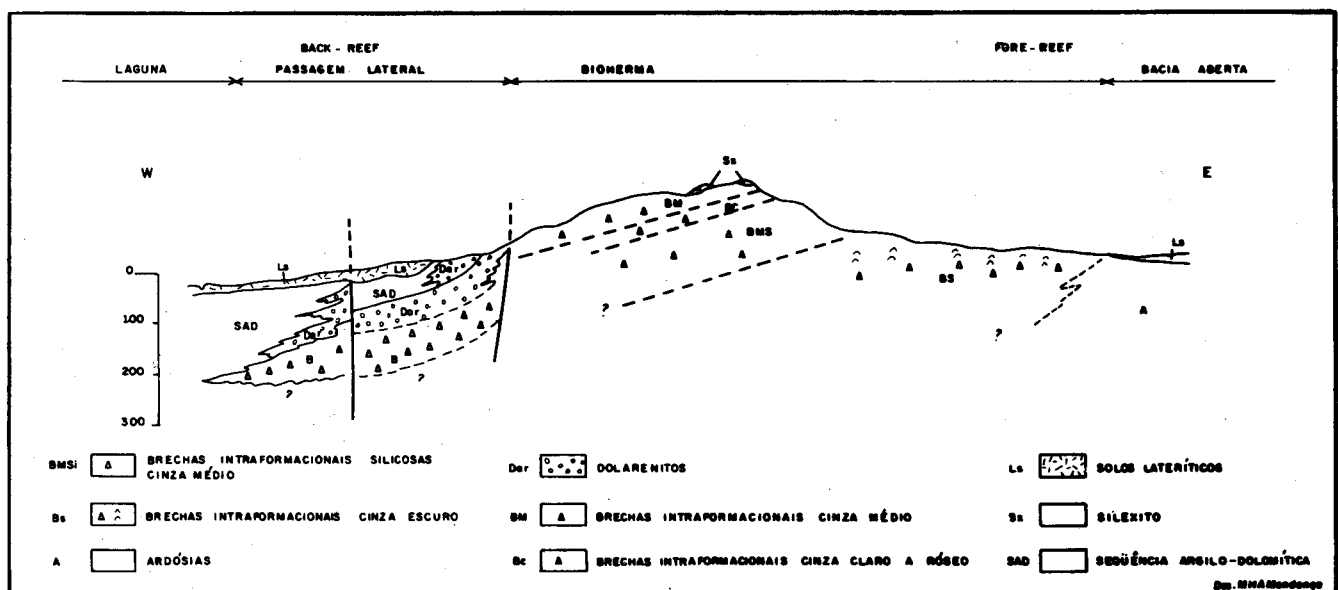
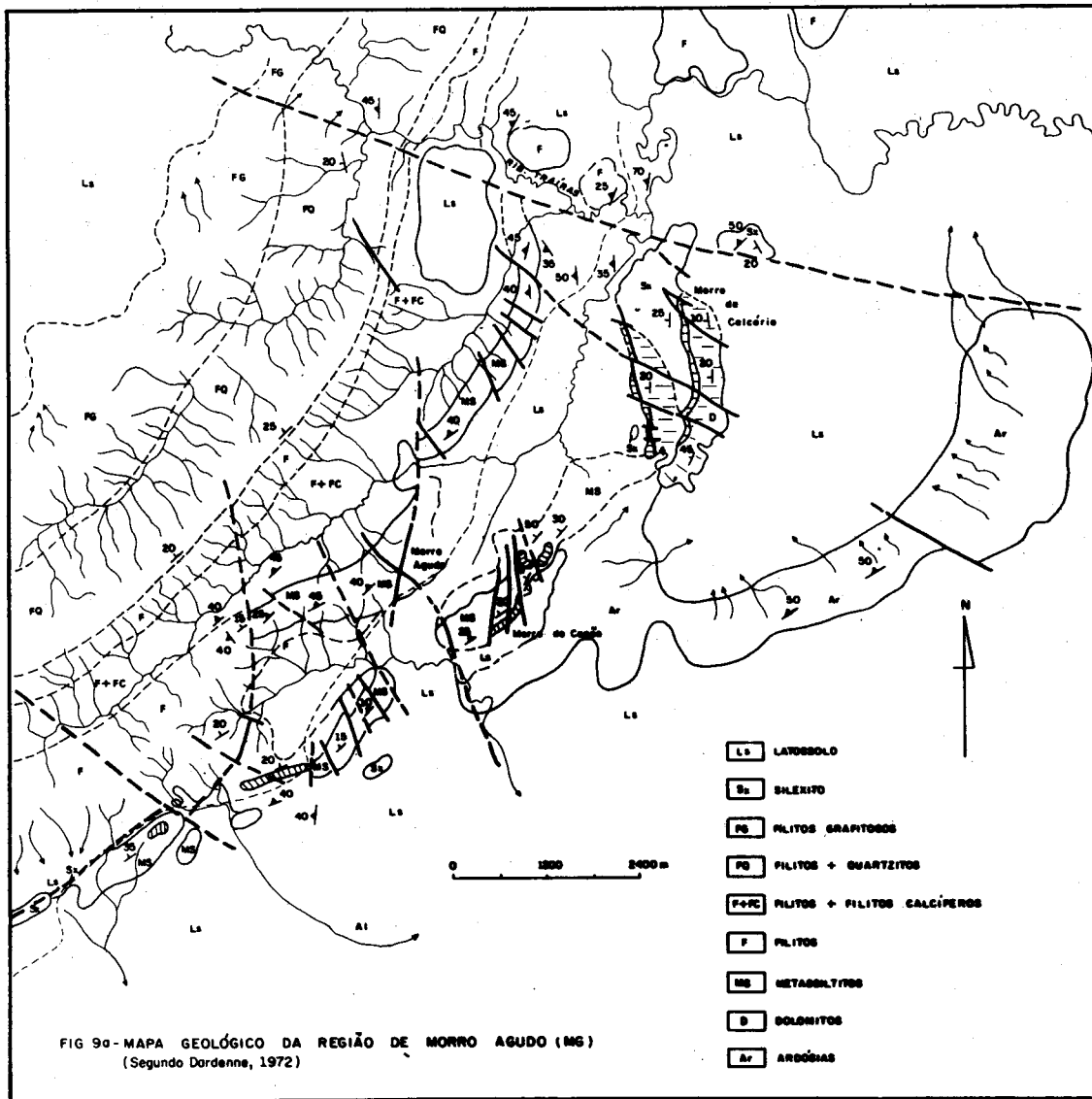
Em toda faixa de Vazante, observa-se uma zonação das fácies sedimentares de leste para oeste, que foram estudadas sucessivamente por Cassedane (1964, 1968), Dardenne (1972, 1974, 1976, 1978, 1979), Madalosso e Valle (1978), Campo Neto (1979) e Madalosso (1980).

- Ambiente Marinho Sublitorâneo - Está representado pela Fácies Serra do Garrote que se situa a leste do cordão dolomítico. Corresponde a uma sedimentação argilosa por gravidade em mar aberto, abaixo do nível de influência das ondas.

Litoestratigrafia da Região do Morro do Calcário (Figs. 7 e 9a)

Na região do Morro do Calcário, as fácies recifais são particularmente bem representadas assim como as unidades superiores onde a sedimentação pelítica é preponderante. Da base para o topo, é possível identificar diversas unidades:

- Unidade A:
Ardósias verdes a cinza escuras, às vezes pretas a cinza escuro, com lentes de quartzitos, interdigitando-se com todas as unidades dolomíticas.
- Unidade F:



– Ambiente Perilitorâneo Carbonatado – Na parte inferior da Formação Vazante (Serra do Poço Verde), predominam os dolomitos algais laminados (esteiras de algas) intercalados com intra e oodolarenitos, dolomicritos e intercalações de siltitos verdes. Representam a interdigitação de fácies sublitorâneas, litorâneas, supralitorâneas e lagunares numa área onde as construções orgânicas não constituem um relevo muito acentuado sobre o fundo da bacia e onde correntes e ondas do mar são relativamente fracas.

– Ambiente Recifal Litorâneo (Fig. 9b) – É preponderante na porção superior da Formação Vazante, onde ocorre uma barreira recifal descontínua de origem algal. À facies recifal estromatolítica, submetida a ação violenta das ondas e correntes, são intimamente associadas as facies de talus (brechas de “Fore Reef”), de “Back-Reef” (brechas, dolarenitos) e de laguna (dolomitos argilosos laminados, sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica).

– Ambiente de Planície de Maré Detrítico e Carbonatado – Esses ambientes são particularmente bem representados nas unidades superiores da Formação Vazante, na região ao norte do Morro do Calcário. É representado por fácies argilo-arenosos rítmicos, dolomitos argilo-carbonosos e filitos carbonatados (Madalosso e Valle, 1978; Madalosso, 1980).

– Ambiente Deltáico – Os filitos e quartzitos da seqüência de Paracatu caracterizam provavelmente um ambiente deste tipo.

Paleogeografia

A distribuição dos ambientes na região de Vazante-Paracatu-Unai reflete diretamente a paleogeografia e sua evolução na época da sedimentação.

O desenvolvimento da sedimentação algal na faixa dolomítica, sobre um alto-fundo precocemente endurecido, em condições de águas rasas, quentes e límpidas, permitiu o crescimento das construções orgânicas que isolaram progressivamente uma laguna a oeste em relação ao mar aberto a leste.

Em consequência, o mapeamento das fácies dolomíticas permite a visualização da forma original de uma barreira recifal, orientada grosseiramente norte-sul, localmente descontínua em função da morfologia e das características do fundo da bacia.

A seqüência sedimentar mostra uma evolução regressiva no seu conjunto, interrompida por breves eposódios transgressivos que permitem a definição de ciclos regressivos de sedimentação. Assim, observa-se um deslocamento das fácies orgânicas em direção ao mar aberto e uma progradação das fácies lagunares e de planície de maré em direção a leste.

A espessura muito grande das fácies dolomíticas explica-se por uma taxa de sedimentação muito elevada concomitantemente com uma subsidência rápida e contínua em valores mais ou menos iguais.

Pequenos e momentâneos aumentos da velocidade de subsidência correspondem aos breves episódios transgressivos registrados na seqüência sedimentar. Progressivamente, se atenua a velocidade da subsidência, o que explica na escala do conjunto a organização em ciclos regressivos e a progradação das fácies detríticas sobre as fácies dolomíticas.

Assim individualiza-se, ao longo da faixa Vazante-Paracatu, um sulco, onde a sedimentação é muito espessa, que se localiza sobre uma antiga zona de fraqueza com acentuada instabilidade na borda da bacia.

Mineralizações Cu-Pb, Zn-P₂O₅

Na Formação Vazante encontram-se os principais depósitos minerais descobertos no Grupo Bambuí, transformando-se a região no principal alvo da pesquisa mineral nos sedimentos pertencentes ao Proterozóico Superior.

– O Depósito de Zn-Pb de Vazante (MG)

Estudado sucessivamente por Moraes (1955), Moore (1956), Guimarães (1962), Ladeira et alii (1963), Amaral (1968), Cassedanne (1972), Carvalho et alii (1962) e Dardenne (1972, 1974, 1976, 1979), o depósito contém as maiores reservas brasileiras de zinco. As suas principais características são resumidas a seguir:

a) A mineralização estratiforme aparece sob a forma de lentes associadas com intercalações de dolomitos rosados sublito-gráficos e de siltitos verdes, que se situam no topo de um ciclo regressivo de sedimentação, ligado ao desenvolvimento de espessas lentes dolomíticas (Fig. 8b).

b) Várias ocorrências de zinco e chumbo são conhecidas na região porém as mais importantes correspondem a ocorrência do Cercado na parte superior da Formação Vazante e a jazida de Vazante propriamente dita (Serras do Poço Verde, do Scuri e do Ouro Podre) que se situa na parte intermediária da Formação Vazante.

c) O ambiente de sedimentação é perilitorâneo e caracterizado pelo desenvolvimento muito importante de esteiras de algas.

d) A mineralização primária é constituída por esfalerita, galena e pirita. Foi remobilizada na forma de sulfetos associados com hematita nas grandes falhas longitudinais de direção N45E durante o Ciclo Brasileiro. É pobre em Ag e relativamente rica em Cd.

e) A mineralização sulfetada original foi oxidada durante a fase de aplainamento Sul Americana, sendo transformada em calamina e wilemita.

– O Depósito de Pb-Zn do Morro do Calcário (MG)

A jazida do Morro do Calcário é nitidamente diferente do depósito de Vazante e suas principais características podem ser assim resumidas (Dardenne, 1972, 1976, 1978, 1979; Moraes, 1975):

a) A mineralização é associada aos dolomitos intraclásticos e oolíticos que constituem a fácies de “back-reef” do recife do Morro do Calcário, situado estratigraficamente na porção superior da Formação Vazante (Fig. 9b).

b) A mineralização sulfetada, estratiforme e lenticular é composta por esfalerita, galena e pirita. É pobre em Ag e relativamente rica em Cd. Os sulfetos, que constituem um cimento precoce dos dolarenitos, evoluíram durante as fases posteriores da diagênese a partir das circulações de fluídos tardios.

c) A mineralização primária, principalmente a galena, foi remobilizada nas falhas normais longitudinais de direção NS e nas fraturas transversais durante a tectônica do Ciclo Brasileiro.

d) A alteração superficial foi pouco importante no depósito do Morro do Calcário, atuando essencialmente sobre a mineralização filoniana onde aparecem a wilemita e a calamina.

– Os depósitos de Fosfatos de Lagamar e Rocinha (MG)

Perto da cidade de Lagamar, importantes depósitos de fosfatos foram descobertos pela CPRM numa seqüência rítmica constituída essencialmente por folhelhos, siltitos, fosforitos e calcários pretos com *pellets* e intraclastos.

A mineralização estratiforme e lenticular é representada por fosforitos argilosos e fosforitos intraclásticos e peloidais, ricos em colofanita.

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

O intemperismo é um fator importante de concentração residual a partir da mineralização original. Em superfície desenvolvem-se fosfatos aluminosos ricos em wavelita.

O depósito situa-se na seqüência ardosiana da Serra do Garrote, o que em princípio deve corresponder a um ambiente marinho sublitorâneo de mar aberto.

– Ocorrências de Cobre da Região de Paracatu (MG)

Na seqüência estratigraficamente superior ao Morro do Calcário, diversas ocorrências de cobre foram descobertas por Faria et alii (1970) e pela METAMIG (Madalosso, 1978, 1980). São disseminações extremamente finas, associadas a filitos e siltitos calcíferos verdes, que representam um episódio transgressivo na porção superior da Formação Vazante. O ambiente é descrito por Madalosso (1978, 1980) como do tipo Sabkha, com desenvolvimento de gipsita.

Conclusões: As mineralizações que ocorrem na Formação Vazante, mostram de oeste para leste uma distribuição característica de uma zonação que reflete a paleogeografia e a distribuição das fácies sedimentares:

- Cobre na fácies do tipo Sabkha perto do continente.
- Zinco e chumbo nas fácies de *back-reef*.
- Fosfatos nas fácies rítmicas de mar aberto.

IDADE

Os dados até hoje disponíveis sobre Formação Vazante são ainda insuficientes para precisar a sua faixa de idade. Classicamente a formação é correlacionada ao Grupo Bambuí (Amaral, 1968; Cassedanne et alii, 1972; Almeida e Hasui, 1969; Hasui e Almeida, 1970) em função de datações radiométricas entre 740 e 600 m.a. que indicam a idade do último metamorfismo.

Os dados fornecidos pelo estudo das estruturas estromatólíticas indicam uma faixa de idade muito ampla para ser considerada como definitiva:

- *Conophyton Cylindricus Maslov* (Moeri, 1972): 1650 m.a. – 950 m.a.
- *Conophyton metula Kirichenko* (Cloud e Dardenne, 1973; Dardenne e Campos Neto, 1976; Dardenne, 1979): 1350 – 900 m.a.
- *Baicalia* (Dardenne e Campos Neto, 1976): 1350 – 60 m.a.

Tendo em vista as diferenças fundamentais observadas entre a estratigrafia do Grupo Bambuí Típico e da Formação Vazante, é possível essa formação constituir uma unidade mais antiga que o Grupo Bambuí, mas tal hipótese carece ainda de maior volume de informação.

TECTÔNICA

Até o presente momento, os estudos realizados não evidenciaram diferenças marcantes na tectônica que afetou os grupos Paranoá e Bambuí, com exceção da tectônica rígida anterior a deposição do Grupo Bambuí na região de Nova Roma e Campos Belos, onde o jogo de falhas orientadas NS e EW favoreceu a erosão dos sedimentos do Grupo Paranoá. Por essa razão, a tectônica dos grupos Bambuí e Paranoá é tratada conjuntamente.

Desde o trabalho pioneiro de Freyberg (1932), foi destacada a existência de duas fácies tectônicas nos sedimentos pertencentes ao Grupo Bambuí:

- Uma fácies horizontal denominada “Camadas Gerais”
- Uma fácies dobrada chamada “Camadas Indaiá”

A compreensão da distribuição relativa dessas fácies progrediu decisivamente com as observações de Ruellan (1952) na

região do Rio Cana Brava a leste de Unai, que demonstrou a passagem progressiva dos sedimentos dobrados do Grupo Bambuí a oeste para a horizontal em direção a leste.

Mas são os trabalhos da Prospec S/A. que forneceram os mapeamentos regionais indispensáveis para uma interpretação global das zonas dobradas e não dobradas do Grupo Bambuí (Braun, 1968; Barbosa et alii, 1969; Barbosa et alii, 1970). Esses trabalhos foram complementados pelas sínteses publicadas por Almeida (1967, 1969).

ZONAÇÃO TECTÔNICA

Costa et alii (1970) e Costa e Angeiras (1971) apresentam uma tentativa de definição de uma zonação tectônica integrada a partir da individualização de zonas isópicas denominadas tectonogrupos.

Uma revisão da zonação proposta foi realizada recentemente por Dardenne (1978, 1979) e por Campos Neto (1979), mostrando que, fundamentalmente, existem cinco zonas isópicas onde o grau de deformação e o metamorfismo crescem de leste para oeste (Fig. 1).

Zona Cratônica Estável ou Zona de Januária

Nessa região, os sedimentos do Grupo Bambuí são subhorizontais, apresentando fracas e amplas ondulações com planos axiais verticais. Essa zona pode ser dividida numa subzona com subsidência fraca (região de Januária propriamente dita) onde a espessura dos sedimentos do Grupo Bambuí é reduzida e uma subzona com subsidência alta (região da Serra de São Domingos) onde a espessura dos sedimentos do Grupo Bambuí é muito importante (Fig. 10). As variações de espessura do grupo são devidas ao jogo, durante a sedimentação, das grandes falhas longitudinais NS que foram reativadas durante o Ciclo Brasileiro.

Zona de Unai

Mostra dobramentos intensos, isoclinais, com eixos em torno de NS a N20E e plano axial mergulhando forte para oeste. Esses dobramentos são frequentemente acompanhados por dobras desarmônicas (Fig. 11).

Zona de Vazante

Caracteriza-se pela aparição da xistossidade metamórfica nas fácies pelíticas, acompanhando as dobras isoclinais da primeira

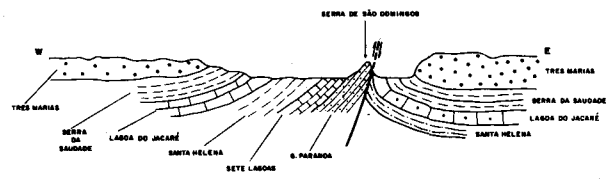


FIG. 10 SEÇÃO ESQUEMÁTICA DA SERRA DE SÃO DOMINGOS (MG, 80)

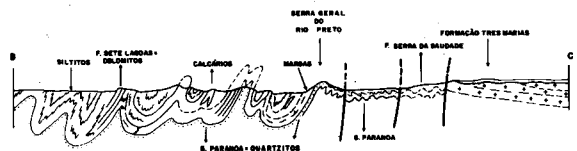


FIG. 11 ESTILO TECTÔNICO DO GRUPO BAMBUÍ A LESTE DE UNAI E PASSAGEM RÁPIDA ÀS FÁCIES SUB-HORIZONTAIS DA FORMAÇÃO TRES MARIAS. (Seg. Dardenne, 1978, 1979)

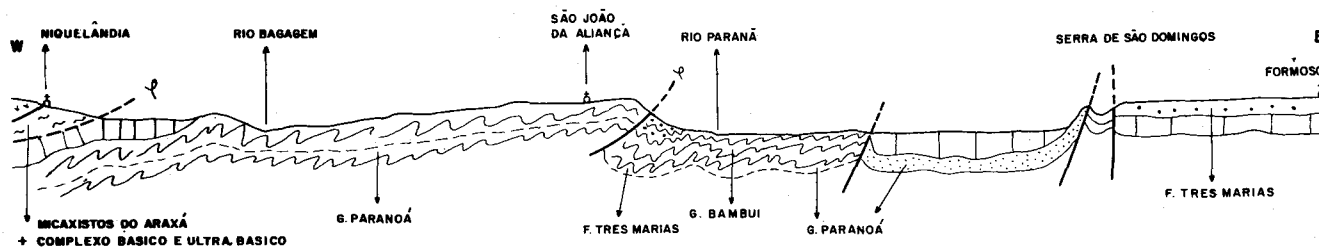


FIG. 12a SEÇÃO ESQUEMÁTICA DOS GRUPOS BAMBUI E PARANOÁ ENTRE NIQUELÂNDIA E FORMOSO, GOIÁS (Seg. Dardenne, 1978)

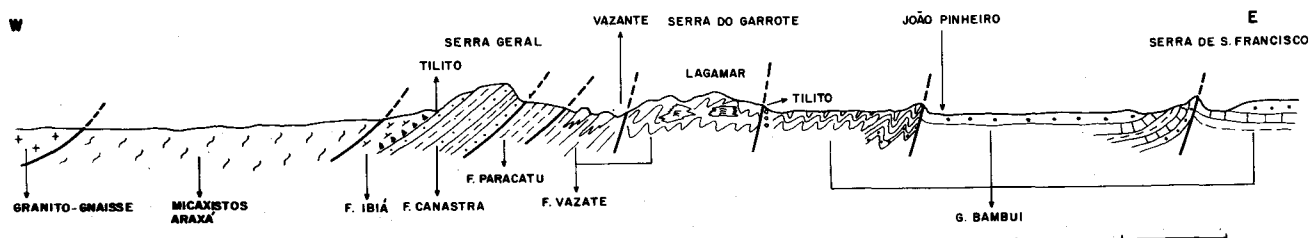


FIG. 12b SEÇÃO ESQUEMÁTICA MOSTRANDO AS RELAÇÕES ENTRE OS GRUPOS ARAXÁ, CANASTRA E BAMBUI (Seg. Dardenne, 1978)

fase, com eixos orientados N10–25W, às quais sucedem as dobras da segunda fase com eixos variando entre NS e N25E. Corresponde ao domínio das ardósias, onde as espessas lentes dolomíticas comportam-se como blocos rígidos durante os dobramentos, não participando da deformação plástica. A vergência dos dobramentos das primeira e segunda fases é para leste.

Zona de Paracatu-Serra da Canastra-Serra dos Pilões-Ibiá

Corresponde ao domínio dos filitos sericíticos e cloríticos, frequentemente grafíticos. Nessa fácies, francamente epimetamórfica, encontram-se as duas fases já assinaladas na zona de Vazante, com eixos N10–25W e NS–N25E, mas com planos axiais mergulhando de uns 20 a 30 graus para oeste. É caracterizada por grandes deslocamentos horizontais com cavalgamentos e “nappes de glissements”, bem demonstrados na região de Brasília, Cristalina e Serra dos Pilões. O grau de metamorfismo “xisto verde baixo” atinge as unidades dos grupos Paranoá, Canastra, Araí, Bambuí e da Formação Ibiá.

Zona dos Micaxistos Araxá

Nas unidades consideradas geralmente como mais antigas que os grupos Bambuí e Paranoá, as fases de dobramentos anteriormente descritas são impressas nos micaxistos do Grupo Araxá e precedidas por uma fase anterior, isoclinal, com dobras deitadas e eixos orientados entre N45 e N70W.

Em toda região dobrada estudada, as principais fases de deformação citadas nas linhas anteriores são sucedidas por fases de deformações menores com eixos orientados respectivamente N50W, N30E e EW. Essas fases são responsáveis pelos *kincks* observados nas fácies metamórficas.

TECTÔNICA RÍGIDA

A tectônica rígida é, na sua maior parte, correlacionada com a segunda fase principal com eixo em volta de NS e N25E. É caracterizada pelas grandes falhas inversas longitudinais de

ângulo alto (70 a 80°) que podem ser traçadas sobre centenas de kms através dos Estados de Minas Gerais e Goiás (Fig. 1). Elas refletem antigos acidentes do embasamento, já ativos no sentido normal durante a sedimentação e reativadas no sentido inverso durante a tectônica compressiva desenvolvida de oeste para leste.

Os rejeitos verticais dessas falhas podem ultrapassar 2000m como no caso da falha longitudinal da Serra de São Domingos, onde a falha mostra ainda uma movimentação levógiira que afeta os sedimentos dos grupos Bambuí e Paranoá.

Na borda ocidental da bacia Bambuí (Fig. 12) as falhas inversas de ângulo alto transformam-se em cavalgamentos horizontais e *nappes de glissements*, cujos exemplos mais característicos se situam nas regiões de Caldas Novas (Drake Jr. 1980), Brasília (Ladeira et alii, 1971; Dardenne, 1978, 1979), Cristalina (Faria, 1970; Faria et alii, 1970) e a Serra dos Pilões (Barbosa et alii, 1970; Dardenne, 1978, 1979; Campos Neto, 1979).

As falhas normais longitudinais e transversais, posteriores às principais fases de deformação se apresentam orientadas sucessivamente NS, N30E, N45W e EW (Dardenne e Campos Neto, 1976; Dardenne, 1978, 1979; Campos Neto, 1979).

Grandes estruturas dômicas (Caldas Novas, Cristalina, Brasília) se desenvolveram após o relaxamento dos esforços compressivos da segunda fase.

A maior parte das falhas normais e inversas foram reativadas durante a tectônica pós-Cretáceo e participaram dos movimentos epirogênicos que afetaram o conjunto da plataforma brasileira.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M. de, 1964 – *Geologia do centro-oeste matogrossense*. DGM-DNPM, Bol. 215, 137 p., Rio de Janeiro.

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

- ALMEIDA, F. F. M. de, 1965 – *Geologia da Serra da Bodoquena*. DGM-DNPM, Bol. 219, 96 p., Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1967 – Nota sobre o Precambriano da região central de Goiás. *Bol. Paranaense de Geociências*, 26, 19-22. Curitiba.
- ALMEIDA, F. F. M. de, 1968 – Evolução Tectônica do centro-oeste brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 40, 280-296. Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. de e HASUI, Y., 1969 – Geocronologia do centro-oeste brasileiro. In: Relatório do Centro de Geocronologia da Universidade de São Paulo. *Min. e Met.*, 50, p. 43-46, Rio de Janeiro.
- ALVARENGA, C. J. S. de, 1978 – Geologia e Prospecção Geoquímica dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos-MG. *Tese de Mestrado*, UnB, Brasília, 125 p.
- ALVARENGA, C. J. S. de e DARDENNE, M. A., 1978 – Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, 546-556. Recife.
- AMARAL, G., 1968 – Geologia e depósitos de minério da região de Vazante, Estado de Minas Gerais. *Tese de Doutr.*, 103 p. São Paulo.
- AMARAL, C., 1966 – Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi (resumo). XX Congr. Bras. Geol., *Resumos*, Pul. 1, 45-46. Rio de Janeiro.
- AMARAL, G., 1968 – Resultados preliminares do estudo sobre a mineralização e composição isotópica do chumbo em galenas de depósitos encaixados no Grupo Bambuí. XXII Congr. Bras. Geol., *Resumos*, 51-53, Belo Horizonte.
- AMARAL, G. e KAWASHITA, K., 1967 – Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. *An. XXI Congr. Bras. Geol.* 214-217. Curitiba.
- ARAÚJO, V. A. e ALVES, A. C., 1979 – *Projeto Cana Brava – Porto Real*. Relatório Final. Goiânia, DNPM-CPRM (inédito).
- BAETA JR., J. D. A., MARTINS, E. G., LEITE, E. A., RAMOS, J. B., SÁ, J. A. G., RIBEIRO, M. B., PIRES, P.R.O., 1978 – *Projeto Mangarés no centro-sul de Goiás*. Relatório Final, DNPM-CPRM, 7 v. (inédito).
- BARBOSA, O., BAPTISTA, M. B., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C. e COTTA, J. C., 1969 – *Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*. Relatório PROSPEC-DNPM, 225 p., Rio de Janeiro.
- BARBOSA, O., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C. e RODRIGUES DA CUNHA, C. A. B., 1970 – *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. DNPM-DFPM, Bol. 136, 140p., Rio de Janeiro.
- BEURLEN, H., 1973 – *Blei-zink-fluorit-vereuzungen in den karbonat gesteinen der Bambuí Gruppe, Minas Gerais, Brasilien*. Munster. Forsch. Geol. Palaont., H 31/32, 117-143.
- BEURLEN, H., 1974 – Sobre a origem sin-genético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. *An. XXVII Congr. Bras. Geol.*, vol. 6, 49-60. Porto Alegre.
- BEURLEN, H., 1973 – Ocorrências de Chumbo, zinco e fluorita nas rochas sedimentares do Precambriano Superior no Grupo Bambuí em Minas Gerais (Brasil central). *Tese de Doutorado*, 165 p. Heidelberg.
- BONHOMME, M., 1976 – Minéralogie des fractions fines et datations rubidium-strontium dans le Groupe Bambuí, MG, Brésil. *Rev. Bras. Geociên.*, 6 (4), 211-222. São Paulo.
- BRANCO, J. J. R., 1957 – O conglomerado Samburá, Minas Gerais. *Acad. Bras. de Ciências*, 28(3), 295-301. Rio de Janeiro.
- BRANCO, J. J. R. e COSTA, M. T. da, 1961 – Roteiro da excursão Belo Horizonte-Brasília. XIV Congr. Bras. Geol., UFMG. Inst. Pres. Radioat., *Pub.* 15, 25 p., Belo Horizonte.
- BRAUN, O. P. G., 1968 – Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *An. XXII Congr. Bras. Geol.*, 155-166. Belo Horizonte.
- CAMPBELL, D. F. e COSTA, L. A. M. da, 1965 – *Reconhecimento regional através do geossinclínio centro-oeste brasileiro*. DGM-DNPM, Bol. 124, 47 p., Rio de Janeiro.
- CAMPOS NETO, M. C., 1979 – Contribution a l'Etude des brasilides. Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de L'Etat de Minas Gerais (Brésil) *These de 3^e Cycle*, 155 p., Université de Paris VI.
- CARVALHO, R. T. de e COSTA, L. A. M. da, 1968 – Índícios de glaciação em Cristalina, Goiás – *Mineração e Metalurgia*, 48: 73-75, Rio de Janeiro.
- CARVALHO, P., GUIMARÃES, D. e DEQUECH, D., 1962 – *Jazida plumbo-zincofera do município de Vazante, Minas Gerais*. DFPM. Bol. 110, 149 p., Rio de Janeiro.
- CASSEDANE, J. P., 1964 – Biostrome à Collenias dans le Calcaire de Bambuí. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 36 (1), 49-58. Rio de Janeiro.
- CASSEDANE, J. P., 1968 – Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (Minas Gerais). *An. XXII Congr. Bras. Geol.*, 33-40, Belo Horizonte.
- CASSEDANE, J. P., 1972a - Les gites Brésiliens de plomb et de zinc. 24 th. IGC, 1972, *section 4*, 474-481. Montreal.
- CASSEDANE, J. P., 1972b – Les gites de plomb et de zinc du Brésil et leur repartition linéamentaire. *Thèse Doct. Etat.*, 336 p. Clermont Ferrand.
- CASSEDANE, J. P., 1973 – Paléogéographie et minéralisations de la zone Itacarambi-Vazante dans le nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais Brésil. *Mineral. Deposita*, 8, 101-114.
- CASSEDANE, J. P., DUTHOU, J. C. e LASSERRE, M., 1972 – Análise isotópica pelo método do chumbo de uma terceira série de galenas brasileiras. *Min. Met.*, 335, 12-19. Rio de Janeiro.
- CLOUD, P. E. e DARDENNE, M. A., 1973 – Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Geol. Soc. America Bull.*, 84 (5), 1673-1676.
- COSTA, P. C. G., 1978 – Geologia das folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, Vol. 1, p. 83-97. Recife.
- COSTA, L. A. M. da e ANGEIRAS, A. C., 1971 – Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 60 (3), 1024-1050.
- COSTA, L. A. M. da, ANGEIRAS, A. G., VALENÇA, J. G. e STEVENAZZI, V., 1970 – Novos conceitos sobre o grupo Bambuí e sua divisão em tecnogrupos. *Inst. Geociên.*, Bol. 5, 3-34. Rio de Janeiro.
- DARDENNE, M. A., 1972 – Os recifes algais da região de Vazante (MG). XXVI Congr. Bras. Geol., *Resumos*, Bol. 1, 247-248. Belém.
- DARDENNE, M. A., 1972 – A mineralização sulfetada Pb-Zn de Morro Agudo (MG-Brasil). XXVI Congr. Bras. Geol., *Resumos*, Bol. 1, 55-56. Belém.
- DARDENNE, M. A., 1974 – Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. XXVIII Congr. Bras. Geol., *Resumos*, Bol. 1, 182-185. Porto Alegre.
- DARDENNE, M. A., 1976 – Geologia da região de Morro Agudo, Minas Gerais. XXIX Congr. Bras. Geol., *Resumos*, p. 36. Ouro Preto.
- DARDENNE, M. A., 1976 – Tipos de depósitos Pb-Zn no Grupo Bambuí de Minas Gerais. XXIX Congr. Bras. Geol., *Resumos*, p. 289, Ouro Preto.
- DARDENNE, M. A., 1978 – Zonação tectônica na borda ocidental do Craton São Francisco. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 1, 299-308. Recife.
- DARDENNE, M. A., 1978 – Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, 597-610. Recife.
- DARDENNE, M. A., 1978 – Geologia da região de Morro Agudo (Minas Gerais). *Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste*, Bol. n. 7 e 8, 68-84.
- DARDENNE, M. A., 1979 – Les Mineralisations de Plomb, zinc, fluor du Proterozoique Superior dans le Brésil Central. Avec une mise au point sur la chronologie du Précambrien brésilien. *Thèse de Doctorat d'Etat*, 251 p. Université de Paris VI.
- DARDENNE, M. A., e CAMPOS NETO, M. C., 1976 – Geologia da região de Lagamar, MG., XXIX Congr. Bras. Geol., *Resumos*, p. 17. Ouro Preto.
- DARDENNE, M. A., FARIA, A. e ANDRADE, G. F., 1973 – Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel, Goiás. XXVII Congr. Bras. Geol., *Bol. esp.* n. 1, Resumos, 139-141. Aracaju.
- DARDENNE, M. A., FARIA, A., MAGALHÃES, L. F. e SOARES, L. A., 1978 – O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Craton São Francisco. *Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste*, *Bol.* n. 7 e 8, 85-97.
- DARDENNE, M. A., MAGALHÃES, L. F. e SOARES, L. A. 1978 – Geologia do Grupo Bambuí no Vale do Rio Paraná (Goiás), *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, Vol. 2, 611-621. Recife.
- DARDENNE, M. A., MELLO, S. M. G. e MOERI, E., 1971 – Os estromatólitos do Grupo Bambuí. Classificação, importância estratigráfica e metalogênica. XXV Congr. Bras. Geol., *Bol. Esp.* 1, *Resumos*, p. 88, São Paulo.
- DARDENNE, M. A., MELLO, S. M. G. e MOERI, E., 1972 – Conophyton: um fóssil index do precambriano no Grupo Bambuí. *Ciência e Cultura*, 24 (2), 199-203. São Paulo.
- DARDENNE, M. A. e WALDE, D. H. G., 1979 – A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. SBG, Núcleo MG., Atas I Simpósio Geol. Minas Gerais, Geologia do Espinhaço, *Bol.* n. 1, p. 43-54.
- DERBY, O. A., 1880 – *Reconhecimento geológico do Vale do Rio São*

ANAIIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

- Francisco. Rel. Comm. Hydrog. do São Francisco, Anexo, 241 p. Rio de Janeiro.
- DERBY, O. A., 1880 – *Contribuições para o estudo da geologia do vale do São Francisco* – Arch. Mus. Nac., 4: 89-119, Rio de Janeiro.
- DARKE JR., A. A., 1980 – The Serra de Caldas Window. *Geol. Surv. Prof. Paper*. 1119: 1-11, 1980, Washington.
- DYER, R. C., 1970 – Notas sobre conglomerado São Miguel, basal da Formação Paranoá. *Rev. Esc. Min.*, 27-30a. Ouro Preto.
- EBERT, H., 1955 – Pesquisas geológicas na parte Sudeste de Minas Gerais e Nordeste. In: *Rel. An. Dir.*, DGM, 79-89. Rio de Janeiro.
- EBERT, H., 1957 – Beitrag zur Gliederung des Praekambriums in Minas Gerais, *Geol. Rundschau*, 45: 471-521. Stuttgart.
- ESCHWEIGER, W. L. von, 1832 – *Beiträge zur gebirgekunde Brasiliens; mit vier petrographischen geognostischen karten und profil-durchnitten* 8(15), 488 p., Berlin.
- EVANS, J. W., 1894 – Geology of Matto Grosso, particularly the region drained by the Upper Paraguay. *Quarterly Jour. of The Geol. Soc. of London*, 50 (2), 85-104.
- FARIA, A., 1970 – Estrutura e Estratigrafia da Região de Cristalina, Goiás, *Resumo das Conf. e Comun.*, XXIV Congr. Bras. Geol.
- FARIA, A., ALMEIDA, J. A. P., VELOSO, J. A. V. e DARDENNE, M. A., 1970 – Roteiro da Excursão n. 6: Cristalina e Paracatu. XXIV Congr. Bras. Geol., Brasília, *Bol. Especial* n. 2, p. 97-114.
- FARIA, A., DARDENNE, M. A. e ANDRADE, G. F., 1973 – Geologia da região de Formosa, São Gabriel, São João da Aliança (Goiás). XXVII Congr. Bras. Geol., *Resumos*, Bol. 1, 111-113. Carajás.
- FREYBERG, B. von, 1932 – *Ergebnisse geologischer forschungen in Minas Gerais (Brasilien)*. Neus Jb. Min. Geol. u. Paleon., Sonderband II. Stuttgart.
- GARLICK, W. G., 1964 – Association of Mineralization and algal reef structures on Northern Rhodesian Copper Belt, Katanga and Australia. *Econ. Geol.*, 59: 416-427.
- GOMES, J. C. F., 1956 – A série Bambuí e sua mineralização no Município de Januária, Minas Gerais. *Rev. Esc. de Minas*, 20 (3), 42-49, Ouro Preto.
- GUIMARÃES, D., 1962 – *Gênese do minério de zinco de Vazante, Minas Gerais*. S.I.C.E.G., 11, 100-114, Ouro Preto.
- GUIMARÃES, D., 1969 – *Ocorrência de fosforita no município de Abaeté*. DGM, Bol. 144. Rio de Janeiro.
- GUIMARAES, E., 1978 – Os depósitos de Manganês de São João d'Aliança Goiás. *Tese de Mestrado*, UnB, Brasília, 129 pp.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F. F. M. de, 1970 – Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19, 5-26, São Paulo.
- HETTICH, M., 1977 – A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geociências*, vol. 7, n. 2, p. 87-101.
- IRWIN, M. L., 1965 – General theory of epeiric clear water sedimentation. *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.*, 49, 445-459.
- ISOTTA, C. A. L., ROCHA-CAMPOS, A. C. e YOSHIDA, R., 1969 – Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil. *Nature*, 222 (5192), 466-468.
- KARFUNKEL, B. e KARFUNKEL, J., 1976a. – *Estudo petrofaciológico do Grupo Macaúbas, Região Central da Serra do Espinhaço Minas Gerais*. XXIX Congr. Bras. Geol., 1: 25, Ouro Preto, MG.
- KARFUNKEL, B. e KARFUNKEL, J., 1977 – Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço – zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillitproblems (Minas Gerais, Brasilien), *Geol. Jb.*, B. 24, 3-91, Hannover.
- KEGEL, W., 1959 – Estudos geológicos na zona central da Bahia, Div. Geol. Min., *Bol.* 198, 35p., Rio de Janeiro.
- LADEIRA, E. A. e LEAL, E. D., 1972 – Phosphate Rock of the Cedro do Abaeté Region, Minas Gerais State, Brazil. 24th Intern. Geol. Congr. Section 4, 435-444. Montreal.
- LADEIRA, E. A., ALMEIDA, J. P., BARROS, J. G. Z., LEZ, L., DANNI, J. C., DARDENNE, M. A., FARIA, A., FUCK, R. A., GLASER, I., RIBEIRO, M. J., RIPPEL, C. e SALOMÃO, E. P., 1971 – Geologia do Distrito Federal, Brasil. XXV Congr. Bras. Geol., *Resumos*, p. 59, São Paulo.
- LAPORTE, L. F., 1969 – Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) on New York State. In: *Depositional Environment in Carbonate Rocks*, Soc. Econ. Paleon. Mineral., *Spec. Publ.* 14, 98-119.
- LEONARDOS, O. H., 1940 – Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *Ann. Acad. Bras. Ciên.*, 12, 243-259. Rio de Janeiro.
- LEONARDOS, O. H., 1960 – Observações geológicas em Cristalina, Goiás. *Eng. Miner. Metal.*, 217-224. Rio de Janeiro.
- LOPES, O. F., 1979 – Mineralisations em plomb, zinc et fluorine encaissées dans le Bambuí du Proterozoïque Superior de la region d'Itacarambi (Minas Gerais, Brésil), *Thèse Doctorat* de 3^e Cycle, Univ. Paris VI, 130 p.
- MACIEL, P., 1959 – Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 8 (1), 31-39, São Paulo.
- MADALOSSO, A., 1980 – Considerações sobre a Paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-MG., *Anais XXXI Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, p. 772-785. Camboriú-SC.
- MADALOSSO, A. e VALLE, C. R. O., 1978 – Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG)., *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, p. 622-634, Recife.
- MADALOSSO, A. e VERONESSE, V. F., 1978 – Considerações sobre a estratigrafia das Rochas Carbonatadas do Grupo Bambuí na região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata (MG). *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, V. 2, p. 635-648, Recife.
- MALAMN, S. P., 1964 – Stromatolites and other algal structures at mulifera, northern Rhodesia. *Econ. Geol.*, 59: 397-415.
- MARCHESE, H. G., 1974 – Estromatolitos "Gymnosolenidos" en el lado oriental de Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociên.*, 4 (4), 257-271, São Paulo.
- MARINI, O. J., BARBOSA, G. V., DARDENNE, M. A., FARIA, A. e FUCK, R. A., 1974 – *Projeto Serra Dourada*. Relatório Final, Convênio DNPM-FUB, 187 p. (inédito).
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., DARDENNE, M. A. e TEIXEIRA, N. A., 1978 – Dobramentos da Borda oeste do Craton do São Francisco. In *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*. Salvador, SBG-Núcleo da Bahia, *Publ. Especial* n. 3: 155-193.
- MARINI, O. J., FUCK, R. A., e FIGUEIREDO, A. N. de, 1976 – *Projeto São Félix*. Relatório Final. Convênio FUB/ELETRONORTE, Univ. Brasília, Depto. Geociên., 125 p. (inédito).
- MATTOS, G. M. M. e MENEZES FILHO, M. R., 1978 – Formação Três Marias – Grupo Bambuí – Litologia e Estruturas Sedimentares. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, p. 809-823, Recife.
- MENEZES FILHO, M. E. e MATTOS, G. M. M., 1978 – Formação Paraopeba-Estruturas Primárias Características de Ambiente Depositional em Plataforma Carbonatada. *Anais XXX Congr. Bras. Geol.*, vol. 2, p. 824-827, Recife.
- MENEZES FILHO, M. R., MATTOS, G. M. M. e FERRARI, P. G., 1978 – Projeto Três Marias. Relatório Final, DNPM-CPRM, 6 v. (inédito).
- MISI, A., 1973 – As mineralizações de chumbo, zinco, fluor e bário do vale do Rio Jacaré (BA) e seu contexto geológico. *Tese*, 57 p. Salvador (inédito).
- MISI, A. e SOUTO, P., 1975 – Controle estratigráfico das mineralizações de chumbo, zinco, fluor e bário no Grupo Bambuí, parte leste da Chapada de Irecê (Bahia). *Rev. Bras. de Geociên.*, 5, 30-45. São Paulo.
- MISI, A., 1979 – O Grupo Bambuí no Estado da Bahia. *Geol. e Rec. Min. Est. Bahia*, vol. 1, p. 119-154.
- MOERI, 1972 – On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. *Ecol. Geol. Helv.*, 65, 185-195.
- MONTES, A. de S. L., 1977 – Contexto estratigráfico e sedimentológico da Formação Bebedouro, um possível portador de diamantes. *Tese de Mestrado*, 100 p. Univ. Brasília (inédito).
- MONTES, E. L., 1977 – Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina, Bahia. Brasil. *Tese de Mestrado*, 102 p. Univ. Brasília (inédito).
- MOORE, S. L., 1956 – Zinc and copper deposits of the Vazante área, Minas Gerais, Brazil. USGS open file *Report* n. 386, 16 p.
- MORAES, J. A. P. de, 1975 – Morro Agudo, depósito sulfetado de zinco e chumbo no Grupo Bambuí. *Miner. Metal.*, 369, 8-20, Rio de Janeiro.
- MORAES, L. J. de, 1955 – *Nota preliminar sobre as jazidas de zinco, chumbo e cobre das Serras do Poço Verde e Barroão, Município de Vazante, Minas Gerais*, Rel. à Cia. Níquel Tocantins, 22 p. (inédito).
- MORAES, L. J. de, 1958 – Ocorrências de minérios de zinco e chumbo do norte de Minas Gerais, *Eng. Miner. Metal.*, 27 (159), 149-151. Rio de Janeiro.
- MORAES, L. J. de e GUIMARÃES, D., 1930 – *Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais*. DFPM, Bol. 19, 115-138, Rio de Janeiro.
- MORAES REGO, L. F. de, 1930 – Glaciação eopaleozóica no centro do Brasil, *Ann. Acad. Bras. Sci.*, 2: 109-112, Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, M. A. de, 1967 – *Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes*. Petrobrás, DEPIN-

PARTE IV – FAIXA BRASÍLIA

- CEMPES, Coletâneas de Relatórios de Exploração (1): 71-105, Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. and SCHÖLL, W. U., 1975 – Proterozoic glaciation in eastern Brazil: a review. *Geol. Rundschau*, 64 (1), 287-299.
- RAMOS, J. R. A. de, 1958 – *Folha geológica do futuro Distrito Federal*. In Relatório anual do Diretor, DNPM-DGM, 72-73. Rio de Janeiro.
- RIMANN, E., 1917 – A kimberlite no Brasil. *An. Esc. Minas*, 15, 27-32.
- ROBERTSON, J. R., 1963 – Geology of the lead-zinc deposits in the Município de Januária, State of Minas Gerais, Brazil. *Geol. Surv. Bull.*, 1110-B, 110 p. Washington.
- RUELLAN, F., 1952 – Note préliminaire sur un plissement rencontré entre Pirapora et Formosa, Brésil. *Soc. Geol. France, Bull.* 6, t. II, fasc. I-III, 91-100.
- SCHOLL, W. U., 1972 – Der Südwestliche Randbereich der Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rndschau*, 61 (1), 201-216.
- SCHOLL, W. U., 1973 – *Sedimentologie der Bambuí Gruppe IM SE - Teil des São Francisco Beckens (Minas Gerais, Brasilien)*. Munster Forsch. Geol. Palaont., 31/32, 71-91.
- SCHOLL, W. U., 1976 – Estromatólitos (Conphyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas, XXIX Congr. Bras. Geol., *Resumos*, p. 363. Ouro Preto.
- SCHOLL, W. U. e FOGAÇA, A. C. C., 1979 – Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG., *Atas do I Simp. de Geol. de M. G., Geologia do Espinhaço*, Bol. n. 1, p. 55-73, SBG-Núcleo de Minas Gerais.
- SHAW, A. B., 1964 – *Time in Stratigraphy*, 353 p., McGraw Hill, New York.
- WALDE, D., 1976 – Fazielle entwickling des Prakambriums zwischen Serra Mineira und Serra do Cabral (sudwestliche Espinhaço zone, Minas Gerais, Brasilien), *Dissertation* zur Erlangung Doktorgrades der Universität zu Freiburg, 62 p. (inédito).
- WALDE, D., 1978 – Desenvolvimento faciológico do Precambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (Região Sudoeste da Serra do Espinhaço, MG.), *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, Vol. 2, p. 711-724, Recife.

PARTE V

FAIXA ARAÇUAÍ

CONTRIBUIÇÃO A ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ

*Joachim Karfunkel
José Carlos Schmidt
Barbara Stewart Karfunkel
Instituto de Geociências – UFMG.*

During the last eight years, systematic studies have been carried out in areas comprising rocks of the Macaúbas Group on the eastern border of the São Francisco Craton in the State of Minas Gerais. The studies have revealed the existence of a key bed, the tillite, which gives rise to a three-fold lithologic division: Inferior Formation (pre-tillite), Middle Formation (tillite) and Superior Formation (post-tillite), the lithology and origin of these rocks are discussed. Structural analysis were made in the Araçuaí-Salinas region, on the basis of RADAR and ERTS pictures. The area was divided into 17 subareas. The similarity of the results of the structural analysis precludes coincidence. The results of these analysis are further supported by field observations and conventional photo interpretation at a scale of 1:40.000. Four principal directions may be distinguished, as well as two secondary directions, the former being related to events during the Brasil Cycle, the latter may have been originated through induced tectonics. The tertiary sediments in the area are cut and bounded by lineations. Comparative studies between the results of quantitative analysis of Tertiary and Precambrian areas indicate a reactivation of all systems in the region during post-Tertiary times. Tentatively, the fold belt of Araçuaí is correlated with other areas to the south and west of the São Francisco Craton.

INTRODUÇÃO

Desde o início da década 70 vem sendo realizados estudos detalhados e mapeamentos sistemáticos na escala de 1:40.000 e 1:60.000 de regiões constituídas por rochas do Grupo Macaúbas desde ao norte de Belo Horizonte até a divisa entre os Estados de Minas Gerais e Bahia. A seqüência estratigráfica, a distribuição geográfica, o estilo tectônico e metamórfico, bem como datações radiométricas dessas rochas, justificam destacá-las de outras unidades, como por exemplo "Espinhaço".

Nesse trabalho não queremos entrar em discussão sobre a validade de termos como Série, Supergrupo, Associação, Assembléia, Complexo, Suite. Concordamos com Braun (1979), de que a terminologia estratigráfica no Brasil é ainda confusa, e que vários pesquisadores tentam criar termos locais, sem validade regional. Doutro lado denominações mais antigas, como as de Derby (1906), Moraes (1929), e outros, não podem ser eliminadas.

Nas últimas décadas a denominação "Grupo Macaúbas",

tem sido utilizada, a qual preferimos manter. Evitamos também tentar, qualquer correlação com o "Grupo Bambuí", por razões já bastante conhecidas.

Infelizmente persiste a idéia de que a seqüência Macaúbas é constituída somente por "metagrauvaca seixosa". Essa rocha é apenas uma unidade. Trabalhos mais recentes, além de esclarecer definitivamente a gênese dessa "metagrauvaca seixosa", deram também ênfase especial à subdivisão litoestratigráfica deste Grupo.

No que se refere à geologia estrutural, os resultados até agora obtidos permitem lançar algumas idéias a respeito do estilo tectônico. Estas idéias, fundamentadas em dados preferencialmente qualitativos e localizados, o que de certa forma restringem sua extrapolação, quando da tentativa de interpretação do conjunto.

O presente trabalho, fundamentado em estudos detalhados, pretende contribuir no sentido de melhor caracterizar as unidades litoestratigráficas do Grupo Macaúbas e, através de uma

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

análise estrutural quantitativa da região de Salinas-Araçuaí, trazer subsídios a interpretação tectônica desta importante faixa de dobramentos, denominado de Araçuaí, por Almeida (1976).

ESTRATIGRAFIA

Nos estudos sistemáticos de regiões constituídas por rochas do Grupo Macaúbas, na borda oriental do Craton de São Francisco, no Estado de Minas Gerais, entre outros, incluem-se:

- Serra do Cipó, ao Norte de Belo Horizonte (Hettich & Karfunkel, 1976, relatório inédito);
- Barragem Paraúna, ao Sul de Goveia (Karfunkel & Hettich, 1976, relatório inédito);
- Serra do Cabral (Walde, 1976, Viveiros & Walde, 1976);
- Serra Mineira (Schmidt, 1972);
- Mendanha/Couto de Magalhães/Itamarandiba (Hettich, 1975);
- Terra Branca/Itacambira/Grão Mogol (Karfunkel & Karfunkel, 1975);
- Turmalina (Karfunkel & Hettich, 1976, relatório inédito);
- Salinas/Araçuaí (Karfunkel, 1978, in Correia Neves et al. 1978).

Em todas estas áreas as seqüências litológicas são similares, permitindo subdividi-las em 3 Formações:

- Formação Superior: Seqüência Heterogênea de quartzitos, metasiltitos, filitos e xistos verdes (mais que 500 m);
- Formação Média: Tilitos e sedimentos glacio-marinhos (20–350 m);
- Formação Inferior: Seqüência de quartzitos impuros com intercalações de conglomerados (0–200 m).

Essa subdivisão está baseada na camada chave, constituída por tilito e sedimentos glacio-marinhos. A fim de evitarmos discussões quanto a validade de denominações locais, usamos os termos Inferior (pré-tilito), Médio (tilito) e Superior (pós-tilito).

Essa Formação Média, entendemos o conjunto de camadas total ou parcialmente constituídas por rochas geradas em ambiente glacial ou seja, que durante uma época glacial, podem conter intervalos de sedimentação interglacial.

Na Formação Inferior e Superior não existem evidências de clima frio, argumento que justifica esta subdivisão.

FORMAÇÃO INFERIOR

As rochas da Formação Inferior geralmente estão sobrepostas em discordâncias com as do Supergrupo Espinhaço (Pflug, 1965, Isotta et al. 1969, Frank, 1971, Gorlt, 1972, Hettich, 1975, Karfunkel & Karfunkel, 1975, Walde, 1976, etc.).

Esta Formação é constituída por quartzitos impuros, de granulação variável, geralmente grosseira, com intercalações de conglomerados. Os conglomerados são distribuídos em forma de lentes.

Esses sedimentos foram interpretados por Karfunkel & Karfunkel, (1975) como depósitos em ambiente litorâneo. A direção de transporte não coincide com a do Supergrupo Espinhaço. Na Serra do Cabral essa Formação encontra-se ausente e a Formação Média (o tilito) está sobreposta diretamente sobre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. É possível que os sedimentos da Formação Média não foram depositados nessa região, mas, é mais provável que foram depositados e posteriormente erodidos (pelas geleiras). O aumento da sua espessura de W para E é um argumento em favor dessa idéia (Vide Karfunkel & Karfunkel, 1976).

FORMAÇÃO MÉDIA

A Formação Média é portadora das mais variadas denominações, como exemplo: Conglomerado Jequitai (Derby, 1881), metagrauvaca conglomerática (Schmidt, 1972), Formação Terra Branca (Karfunkel & Karfunkel, 1975), tilito Macaúbas (Walde, 1976), diamictito (Walde & Karfunkel, 1978) etc. A gênese dessas rochas tem sido motivo de controvérsias. Moraes & Guimarães (1930, 1931) foram os primeiros a sugerir uma origem glacial para esses sedimentos. Renger (1970) supôs ser o Macaúbas, molassa da orogênese Minas. Essa idéia foi aceita por vários autores, Schmidt (1972) interpretou-os como sendo gerados por correntes de turbidez. Pesquisas detalhadas nos últimos anos (Isotta et al, 1969, Hettich, 1975, Karfunkel & Karfunkel, 1975, Walde, 1976, Hettich & Karfunkel, 1978, etc.) forneceram uma série de evidências que permitem interpretá-los como sendo efetivamente de origem glacial. As evidências mais importantes são as seguintes:

Sedimentos clásticos grosseiros contendo seixos e fragmentos de rochas de tamanho e forma variável; seixos em forma de ferro de engomar (*flat-iron form*); seixos estriados e polidos; seixos pingados (*Dropstones*); superfícies estriadas e polidas; sedimentos tipo *outwash*; esker; varritos; ampla área de distribuição (em Minas Gerais mais do que 500 km na direção N–S); transição faciológica (ambiente terrestre-glacial para marinho-glacial).

O grande problema da denominação desse tilito é a abundância de nomes descritivos, genéticos e estratigráficos. Em termos de subdivisão da seqüência Macaúbas parece-nos justo utilizar por enquanto termos gerais, como, por exemplo, Inferior (pré-tilito), Médio (tilito) e Superior (pós-tilito), pois a única unidade chave é o tilito.

Na região de Jequitai-Serra do Cabral o tilito é “típico” (espessura 20–30 m) enquanto nas ocorrências situadas a leste, trata-se de sedimentos glacio-marinhos (espessura de 300–400). Essas e outras evidências, comparadas com conceitos atuais (de geleiras recentes) levaram Hettich (1975), Karfunkel & Karfunkel (1975) e Walde (1976) a desenvolver o seguinte modelo: Glaciação continental da região cratônica, tendo a oeste tilitos verdadeiros, e a leste uma faixa marginal constituída por sedimentos glacio-marinhos. As análises de tendência superficial (*Trend Surface Analyses*) de Walde (1976), indicam que a direção de transporte do gelo foi aproximadamente de W para E.

FORMAÇÃO SUPERIOR

A Formação Superior é heterogênea. Ocorrem quartzitos, metasiltitos e filitos subordinados. Entre Couto de Magalhães e Caçaratiba ocorrem intercalações de xisto verde. Hettich (1975) dividiu o Macaúbas Superior (pós-tilito) em quatro unidades:

- quartzitos de granulação fina a média (200 m);
- xistos verdes (50–200 m);
- quartzitos de granulação média (300 m);
- alternância de filitos, metassiltitos e quartzitos (200–300 m).

Karfunkel & Karfunkel (1975) estudando a seqüência na região de Terra Branca-Grão Mogol, descreveram a seqüência como alternância de quartzitos, metassiltitos e filitos com intercalações de xisto verde (350 m), sem no entanto ser possível estabelecer uma seqüência válida para todas as ocorrências, em vista das mudanças faciológicas. O metamorfismo cresce de oeste para leste. Na região da Serra do Cabral as rochas não são metamorfizadas (Walde, 1976).

Perto de Couto Magalhães observa-se os primeiros indícios de metamorfismo (Hettich, 1975) e a leste de Caçaratiba as rochas mostram metamorfismo nítido (Karfunkel & Karfunkel, 1975). Os siltitos perto de Caçaratiba passam a SE, quartzo-biotita-xistos com grandes biotitas poiquiloblásticas (Hettich, 1975, Karfunkel & Karfunkel 1975).

Estudos recentes por Karfunkel, na região entre Araçuaí e Salinas (In: Correia Neves et al 1978) revelaram uma sequência na Formação Superior, que permite subdividi-la em 3 membros. Sobreposto ao tilito, que ocorre ca. de 14 km a W de Salinas, ocorre o membro A (Inferior), constituído por quartzitos impuros de granulação média a grossa (espessura de ± 200 m), às vezes de composição arcosiana.

Sobreposto ao membro A encontra-se o membro B (médio), com uma espessura aproximadamente de 300 m é constituído principalmente por quartzo-biotita-xisto. Em vários lugares os xistos são portadores de granada (porfiroblastos de até 5 mm) e estauroлита (indivíduos geminados com até 6 cm de comprimento). Quatro quilômetros a nordeste de Cel. Murta e perto do contato com o granito, ocorre cordierita-biotita-xisto, portador de turmalina, dando evidências de metamorfismo de contato, fato observado por Sá (1977). Como intercalações, encontram-se nos xistos, camadas ou lentes de quartzitos de pequena espessura, que podem atingir até 30 m, sendo mais frequentes perto do contato com o membro superior. O membro C (superior), com mais de 200 m, de espessura, é constituído por quartzitos mais finos do que os do membro A. As estruturas sedimentares são bem preservadas. Em vários lugares encontra-se conglomerados polimictos de até 15 m de espessura.

Essa subdivisão da Formação Superior do Grupo Macaúbas é funcional na porção N da faixa de dobramentos Araçuaí (em MG). Na porção Sul, os afloramentos são escassos e de extensão restrita, dificultando, assim a sua utilização.

Cobra (1970) escreve que na região de Salinas ocorrem dois tipos de xistos: Um, mais velho, contendo corpos pegmatíticos (a leste) e outro, mais novo, sem pegmatitos. Nossos estudos de campo revelaram de que se trata da mesma litologia. Os pegmatitos, como vários autores comprovam, estão condicionados às proximidades das intrusões graníticas (por exemplo Sá, 1977), motivo pelo qual a parte oeste do xisto Macaúbas é consequentemente despovoada de pegmatitos (detalhes vide: Correia Neves et al. 1978).

A Formação Superior do Grupo Macaúbas é intrudida por rochas granitóides, que se continuam até as ocorrências de Medina. Essas rochas granitóides são de composição adamelítica. As rochas granitóides perto do contato com o xisto (Unidade B, Formação Superior) incluem inúmeros xenólitos de xisto de formas alongada ou arredondada e de tamanho variável.

Datações geocronológicas por isócronas Rb/Sr em rocha total (Sá & Kawashita, 1976) indicam, para os xistos a N de Araçuaí, uma idade de metamorfismo de 600 ± 8 m.a. e os granitos, neles intrudidos, fornecem dados de 517 ± 7 m.a.

Outras rochas de idades mais recentes, segundo Hartt (1870) de idade terciária, ocorrem nessa faixa de dobramentos, recobrimo as seqüências Pré-Cambrianas. São sedimentos brancos-amarelados, horizontais a sub-horizontais, de composição siltítica e arenítica, às vezes arcosianas, podendo atingir 50 m. de espessura.

TECTÔNICA

Através da interpretação de imagem de Radar na região

de Araçuaí-Salinas, onde foram consideradas todas as espécies de lineações, elaborou-se o mapa estrutural da área, o qual contou ainda com apoio de campo, interpretação de fotografias aéreas convencionais (escala : 1.40.000) e interpretação de imagens de ERTS.

Após observação detalhada do mapa (fig. 1), três são as feições que mais se destacam:

- 1º) Uma grande falha de empurrão, no sentido NNE/SSW
- 2º) Uma "discordância", na própria seqüência do Grupo Macaúbas, mais precisamente na unidade B da Formação Superior;
- 3º) Uma Série de lineações que cortam ou delimitam as rochas do Cenozóico.

No intuito de explicar tais feições, procedeu-se uma análise estrutural quantitativa, mediante o tratamento de um número superior a 3.000 medidas em 17 sub-áreas.

Examinando-se as projeções polares das diferentes sub-áreas (Fig. 2), nota-se 4 sistemas principais:

- NNE/SSW
- NE/SW
- ESE/WNW
- SSE/NNW

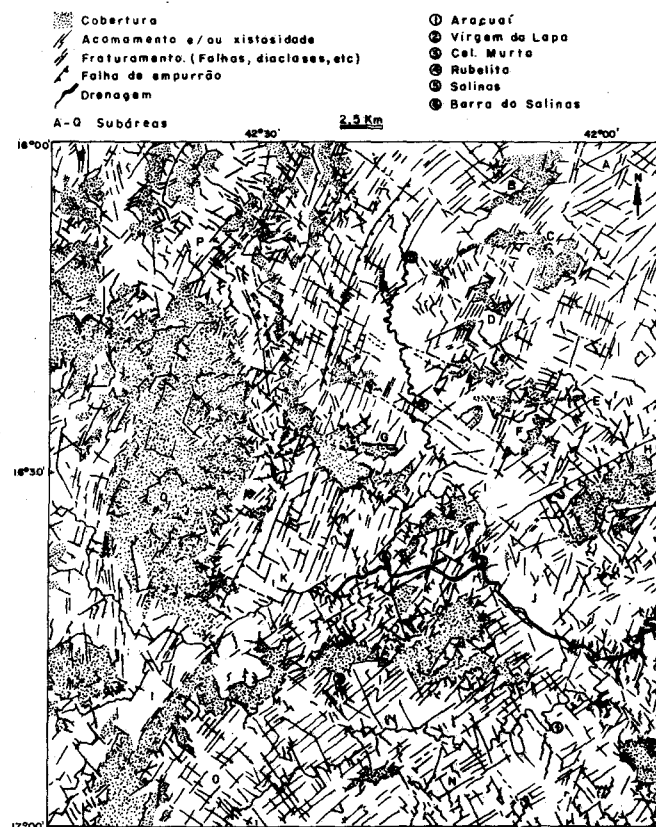
Além desses quatro principais, outras direções de menor expressão como $5-10^\circ$ (quase N/S) e $90-95^\circ$ (quase W/E), podem ser observadas.

Antes de se iniciar a tentativa de interpretar a origem desses sistemas, é necessário considerar:

- 1º) Na região ocorrem somente rochas do Grupo Macaúbas (além da cobertura Cenozóica) e que são intrudi-

Fig-1

MAPA ESTRUTURAL DA REGIÃO ENTRE SALINAS E ARAÇUAÍ



PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

das por granitos tardios;

2º) Há vários autores favoráveis à idéia de que o Sistema Velhas foi reativado durante o Ciclo Brasileiro.

Apesar de tais aspectos, várias evidências permitem considerar que as lineações NNE/SSW ($\pm 25^\circ$) originaram-se de forças tangenciais no final da sedimentação Macaúbas. São forças de compressão no sentido NNW que deram origem a várias falhas de empurrão (vide também fig. 3). Uma confirmação dessa interpretação é o fato, de que essa direção concorda com o estilo tectônico geral da região: As dobras com vergência nítida no sentido NNW, tem eixos NNE/SSW, como é bem visível na região de Barra do Salinas (Fig. 2-Y). Provavelmente nem todas as lineações seguindo essa direção representam falhas de empurrão.

Como a direção geral dessas falhas é paralela à direção geral do acamamento, muitas “lineações” pertencentes a esse sistema, são nada mais do que a interseção de planos de acamamento com a superfície. De qualquer maneira esse sistema representa um dos estágios finais da orogênese brasileira nesse trecho da faixa de dobramentos Araçuaí. Mais ao Norte percebe-se uma curvatura dessa direção (Fig. 2-x) quando o rumo muda para NE.

O sistema NE/SW ($\pm 50-55^\circ$) é de interpretação mais complexa. Observando-se a “discordância” na Formação Superior do Grupo Macaúbas nota-se que uma lineação muito bem desenvolvida desse sistema corta exatamente a “linha de discordância”, além de outras menos desenvolvidas, posicionadas paralelamente. (Figs. 1 e 3). A explicação mais razoável para essa “feição” nos parece a seguinte:

No final do Ciclo Brasileiro intrudiram-se na seqüência Macaúbas granitóides tardios, cujos corpos pegmatíticos, gemíferos, são bem conhecidos. Havia no final do tempo brasileiro, além das forças de compressão, ainda uma época de dilatação da crosta terrestre. A antiga teoria de Daily do *overhead-stopping* parece em parte ser útil nesse caso. Inúmeros xenólitos de tamanho e forma variável comprovam a idéia. Os maiores

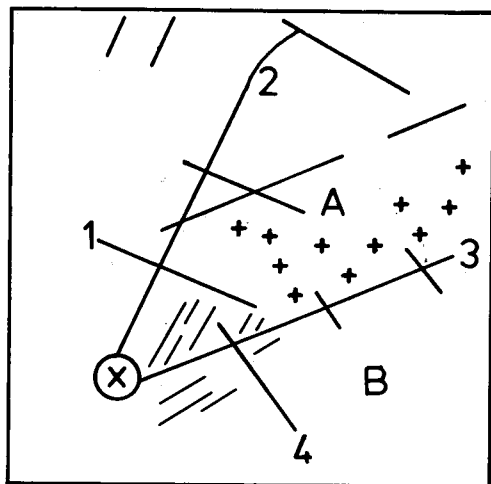
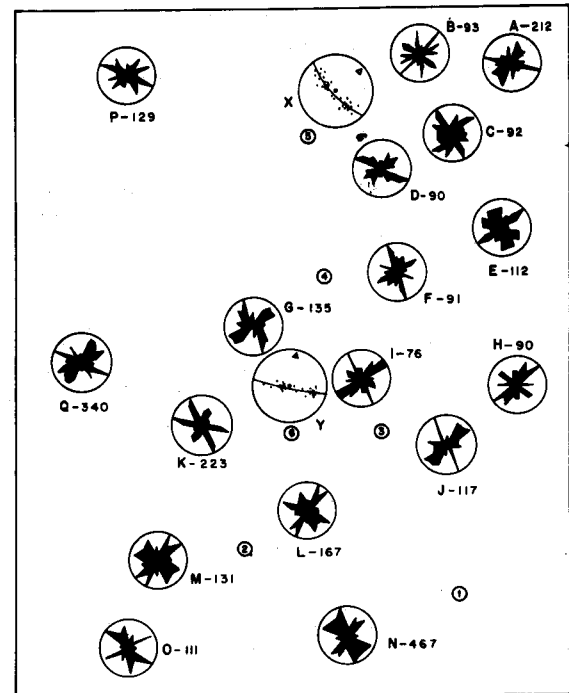


FIG.3: MAPA SIMPLIFICADO MOSTRANDO OS 4 SISTEMAS PRINCIPAIS DE LINEAÇÕES, SITUAÇÃO DOS GRANITOS E A “DISCORDÂNCIA” NO MACAÚBAS.

Fig - 2
MAPA ESTRUTURAL DA REGIÃO ENTRE SALINAS E ARAÇUAÍ

- A-Q Projção polar equatorial das lineações
 - X,Y Projção estereográfica (rede Schmidt) diagrama de polos-S
 - ① Aracuaí
 - ② Virgem da Lapa
 - ③ Cal. Murta
 - ④ Rubellita
 - ⑤ Salinas
 - ⑥ Barra do Salinas
- A-212 Subdrea - Nº de medidas 2,5 Km



são muitas vezes angulares, os menores arredondados ou elipsoidais. Observando a localização dos granitóides no mapa (Fig. 3) nota-se que a maior massa ocorre a Norte da lineação 3 e a SE da lineação 2. Parece-nos que, pela intrusão granitóide, houve um movimento vertical e giratório da crosta, explicando-se assim o surgimento do espaço necessário à intrusão. As rochas do Macaúbas, já no estado rígido, quebravam ao longo dessa linha de fraqueza. Esse tipo de falha denomina-se de dobradiça (*scissor-fault*). O eixo da dobradiça está situado aproximadamente no círculo X (fig. 3). O Bloco A foi levantado em relação ao B (movimento relativo) ao longo da linha 3. A Fig. 4 mostra o desenvolvimento desse mecanismo, que associado a erosão, configura a “discordância” que aparece na imagem. É lógico que uma só lineação não fornece um sistema para efeito de interpretação quantitativa. Na realidade o mecanismo da “falha dobradiça” deve ser muito mais complexo e acompanhado por vários fenômenos semelhantes de magnitude menor, e somente da análise do conjunto resulta um sistema. O anticlinal ao redor de Q, na Fig. 2 (comparar com a Fig. 1), parece não ter sido afetado pelo movimento da “falha dobradiça”. A falha de empurrão (fig. 1) mostra curvatura na parte superior do mapa no sentido NW. O nível de erosão na parte E do mapa é mais baixo do que na parte W. Nos parece que essas evidências não somente explicam o fenômeno, mas também delimitam áreas não afetadas por esse movimento (a Norte, Sul e Oeste). Será interessante confirmar essa interpretação mediante comparações com outras áreas vizinhas situadas a leste.

Os sistemas 1 e 4 são mais novos do que o sistema 3 (Fig. 3)

pois não foram afetados por ele. Eles representam o estágio final do Ciclo Brasileiro. Provavelmente são também conseqüências das intrusões tardias. Além da falha dobradiça e fenômenos associados, a crosta terrestre da região dilatou-se. Originaram-se falhas de gravidade e fraturas de dilatação. Várias falhas nessa região foram interpretadas por Cobra (1970) como falhas de gravidade. Na região Barra do Salinas foi feita uma análise estrutural quantitativa do sistema de diaclasamento (no campo), afim de comprovar o mecanismo da intrusão pegmatítica no quartzito Macaúbas (Formação Superior, Unidade A).

Constatou-se que o sistema estava ligado ao estilo da dobra que ocorre na área, a qual se originou possivelmente durante e como conseqüência das forças de compressão no sentido NW. Durante a intrusão granítica tardia, houve dilatação. Zonas de fraqueza existentes, tais como as diáclases, podem ter sido reativadas. A granulação relativamente fina da zona mural dos pegmatitos, composição semelhante entre corpos pegmatíticos vizinhos, zonas gráficas bem desenvolvidas e outras evidências de campo, mostram que os pegmatitos foram gerados a partir de sistemas alcalinos residuais, ricos em voláteis e injetados forçadamente nas rochas encaixantes, usando essas zonas de fraqueza para sua penetração. A atitude dos maiores corpos pegmatíticos nos quartzitos é idêntico com as atitudes principais dos sistemas de diáclases. Como conseqüência da dilatação da crosta terrestre, originada pela intrusão granítica, formaram-se falhas de gravidade, bem como fraturas, que também podem ser conseqüência de reativação.

As direções secundárias, como por exemplo N/S e W/E não conseguimos interpretar. Vários autores estão citando reativações de falhas mais antigas, durante o Ciclo Brasileiro. Os 4 sistemas principais foram relacionados com o Ciclo Brasileiro. É possível que direções secundárias representem sistemas mais antigos, conforme opinião de vários autores, como o sistema 0-10°, comum no Espinhaço. Pretende-se estender esse tipo de análises às regiões situadas a oeste da examinada, analisando-se assim também rochas do Espinhaço e pré-Espinhaço, que através de resultados quantitativos comparados, possam refletir evidências que permitem comprovar tectônica induzida.

A terceira feição, descrita na página , mostra que o cenozóico (Cobertura Terciária) é cortado e delimitado por lineações, que analisadas quantitativamente e comparadas com as que ocorrem nas áreas Pré-Cambrianas próximas, nos permitem concluir que os sistemas que cortam e delimitam o Cenozóico, quatro direções principais e duas secundárias são semelhantes aos sistemas descritos anteriormente.

O Ciclo Brasileiro é o último evento orogênico conhecido na região. Segundo Hartt (1870), depositaram-se durante o terciário sedimentos continentais em várias bacias. Esses sedimentos cobriam todos os metassedimentos e rochas magmáticas, bem como todas as lineações Pré-Cambrianas. Como, atualmente, os sedimentos Terciários ocorrem em nível elevado, deduz-se sobre levantamentos epirogenéticos tardios. A semelhança entre os sistemas que cortam o Terciário e os sistemas Pré-Cambrianos, nos levam a conclusão, de que todas as lineações foram reativadas durante uma época pós-Terciária ou seja, o resultado das análises comparativas dos sistemas das lineações fornecem evidências para uma confirmação do tectonismo induzido uma reativação de sistemas Pré-Cambrianos durante o plioleoceno.

CORRELAÇÕES E CONCLUSÕES

A subdivisão sugerida para o Grupo Macaúbas, está baseada na presença da camada-chave, o tilito, rocha de fácil identi-

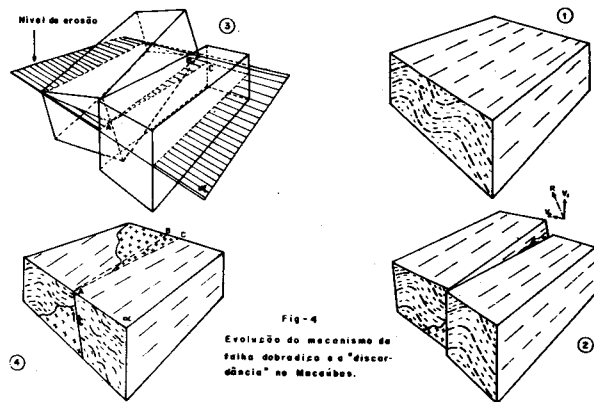


Fig. 4
Evolução do mecanismo de falha dobradiça e "discordância" no Macaúbas.

cação e a mais característica da seqüência.

O período da glaciação foi relativamente curto, como pode-se verificar pela espessura dos estratos glaciais. A formação média representa apenas uma fração limitada da seqüência inteira. Segundo Almeida (1976) "A Formação Jequitai e suas correlativas testemunham um episódio climático havido por ocasião do desenvolvimento do estágio estrutural inferior nos geossinclíneos marginais aos Cratons do São Francisco e Guaporé, que então se achavam em maior parte se não inteiramente emersos. Geleiras continentais da grande glaciação havida em muitas regiões do mundo, no final do Pré-Cambriano, depositaram sobre ambos verdadeiros tilitos, sedimentos fluvio-glaciais e glaciolacustres".

Para comparar a faixa de dobramentos Araçuai com outras faixas orogênicas ao S e a W do Craton do São Francisco é necessário encontrar uma faixa semelhante em termos de idade e seqüência estratigráfica, de estilo tectônico semelhante e metamórfico correspondente.

Na parte SW do Craton do São Francisco, foram encontradas várias evidências indicando rochas de origem glacial. Carvalho et al (1968) propuseram o nome de "Formação Topázios", para designar as rochas para-conglomeráticas (tilitos) e varvíticas dispostas em torno do alto de Cristalina". Os autores mencionam várias evidências em favor da origem glacial desse paraconglomerado como por exemplo, seixos estriados, seixos facetados com forma típica de ferro de engomar, e varvitos. Sobre a seqüência estratigráfica escrevem apenas "O paraconglomerado, que repousa em disconformidade sobre membros arenosos da Formação Cristalina..."

No trabalho de Dardenne et al (1978) os autores apresentam uma "síntese" sobre os paraconglomerados já conhecidos e os recentemente descobertos na borda ocidental do Craton do São Francisco nos Estados de Minas Gerais e Goiás. Esses paraconglomerados de origem glacial e representantes de um antigo tilito, ocupam uma posição estratigráfica na base das formações argilo-carbonatadas do Grupo Bambuí, "Uma situação semelhante como na borda oriental do Craton do São Francisco onde a base do Grupo Bambuí é representada por um tilito denominado Grupo Jequitai, Grupo Macaúbas no Estado de Minas Gerais e Formação Bebedouro no Estado da Bahia". De fato, comparando-se as colunas estratigráficas de Dardenne et al (1978), de Hettich (1975) e Karfunkel & Karfunkel (1975) observa-se a grande semelhança. Almeida (1976) faz comparações entre a faixa de dobramentos Araçuai e a de Brasília. Sobre a ligação no sul ele observa "As exposi-

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

ções de Grupo São João Del Rei, que no sul de Minas Gerais representam a continuação da faixa de dobramentos Brasília, descreve grande arco com concavidade voltada para o ante-país cratônico a norte”, e “verifica-se, portanto, que de norte para sul níveis cada vez mais profundos, da crosta estão expostos. Uma conseqüência bem evidente desse processo foi a destruição pela erosão, da continuidade que deve ter existido à borda do Craton, entre os Grupos São João Del Rei e Macaúbas”.

Leonardos (1940) descreve, que na região de Carandaí, ocorrem rochas que mostram grande semelhança com o Macaúbas do Norte de Minas Gerais, equivalente do Grupo Lavras de Derby (1905), a qual denominou de “Formação Carandaí”. Mais tarde, Ebert (1957), mapeando a região de Carandaí interpretando as mesmas rochas como sendo tilito confirmou a idéia de Leonardos, além de criar duas unidades mais novas, denominadas de Formação Barroso e Formação Prados.

Trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:25.000 vêm sendo desenvolvidos pelo IGC-UFMG na borda sul do Craton do São Francisco. Um dos objetivos é encontrar mais evidências que permitam uma comparação com a faixa de dobramentos Araçuaí. Tanto Leonardos como Ebert não contavam com as evidências necessárias para chamar a rocha de tilito, apenas o aspecto seria comparável ao do tilito Macaúbas. O Tilito de Carandaí ocorre localmente a NE da cidade de Carandaí, numa pequena área de distribuição. Estranho é o fato, que na faixa de dobramentos São João Del Rei, o tilito ocorre somente numa área de poucos quilômetros de extensão, para mudar logo para sedimentos caracteristicamente marinhos, destituídos de contribuição glacial. Essa heterogeneidade dentro da mesma unidade (Formação Carandaí) permanece ainda inexplicável. Talvez a divisão litoestratigráfica necessite de um reestudo. Os trabalhos em andamento querem estabelecer colunas estratigráficas dentro do Grupo São João Del Rei, entre Carandaí e Lavras, além de análise estrutural semelhante a exposta neste trabalho afim de estabelecer correlações mais seguras entre as faixas de dobramentos ao Redor do Craton do São Francisco no Estado de Minas Gerais.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. de; HASSUI, Y; BRITO NEVES, B. B. de The Upper precambrian of South America. *Boletim G da USP*, São Paulo, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. de. O Craton de São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4) : 349-64, set. 1977.
- CARVALHO, R. J. de & COSTA, L. A. M. da. Índícios de glaciação em Cristalina, Goiás. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 48 (288): 73-5, dez. 1968.
- COBRA, R. *Geologia da área da SUDENE ao sul do paralelo 16*. Minas Gerais. Rel. inédito. 1970.
- CORREIA NEVES, J. M.; KARFUNKEL, J., KARFUNKEL, B., SCHMIDT, J. C.; QUEMEMNEUR, J. Geologia da região pegmatítica entre Coronel Murta e Salinas-Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30 Recife, 1978. *Resumo...* Recife, SBG, Núcleo Nordeste, 1978. p. 17.
- DARDENNE, M. A. et alii. O Silito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Craton São Francisco. *Boletim Inf. da SBG, Núcleo Centro-Oeste*, (7-8) : 85-97, 1978.
- DERBY, O. A. The Geology of the diamond and carbonado washings of Bahia, Brasil. *Economic Geologist* (1) : 134-42, 1905.
- DERBY, O. A. *Observações sobre algumas rochas diamantíferas da província de Minas Gerais*. Arch. Mus. Nac., Rio de Janeiro (4) : 121-32. 1881.
- DERBY, O. A. Notes on certain schists of the gold and diamond regions of Eastern Minas Gerais, Brazil. *Amer J. Sci*, Ser. 4 (10): 207-16. 1899.
- DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço, Brazil. *J. Geol.* Chicago, 14, 1906.
- EBERT, H. Batrag Zur Gliederung Des Prackambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, Stuttgart, (45) : 471-521, 1957.
- FRANK, R. *Geologie der Noerdlichen Serra Mineira Auf Grundeiner Kartierung*. Heidelberg, 1971. 42 p. Esc. 1:50.000. Tese Dipl. Arbeit. Inédito.
- GORLT, G. Fazieswechsl und Metamorphose in der Westlichen. Serra Negra (Espinhaço- Zone, Minas Gerais, Brasilien) Heidelberg, 1970. 39 p. *Tese de doutoramento*. Inédito.
- HARTT C. F. *Geology and physical geography of Brasil*. Boston, s. ed., 1870. 620p.
- HETTICH, M. Zur Genese Des Macaúbas und Geologie des Gebietes Noerdlich der Serra Negra (Minas Gerais, Brasilien) *Geol. Jb.*, Hannover (14) : 47-85, 1975.
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. *O Grupo Macaúbas na Serra do Cipó*. 1976. Rel. Inédito.
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. Um Esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas – Norte de Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, 34 (2) : 5-8, 1978.
- ISOTTA, C. A. L. ROCHA CAMPOS, A. C.; YOSHIDA, R. Striated pavement of the upper Precambrian Glaciation Brazil. *Nature*, London (222) : 466-8. 1969.
- KARFUNKEL, J. & KARFUNKEL, B. *Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Beruecksichtigung des Tilit Problems* (Minas Gerais, Brasilien). Freiburg Br. 1975. 86p. Tese de doutoramento.
- KARFUNKEL, J. & HETTICH, M. *O Grupo Macaúbas ao oeste de Turmalina*. 1976. Rel. Inédito.
- KARFUNKEL, J. & HETTICH, M. *O Grupo Macaúbas na Barragem de Paraiana, Minas Gerais*. 1976. Rel. Inédito.
- LEONARDOS; O. H. Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *Ann Acad. Bras. Cienc.* Rio de Janeiro (12) : 243-59, 1940.
- MORAES, L. J. *Geologia da região diamantina de Minas Gerais*. Rel. An. Dir. Serv. Geol. Min. 1928, Rio de Janeiro, 1929. p. 29-34.
- MORAES REGO, L. F. de Glaciação eopaleozóica no centro do Brasil *Ann. Acad. Bras. Sci.* Rio de Janeiro (2): 109-12, 1930.
- MORAES, L. J. & GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Ann. Ac. Bras. Cienc.* Rio de Janeiro (2) 1930.
- MORAES, L. J. & GUIMARÃES, D. The diamond bearing region of northern Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.* (26) : 502-30, 1931.
- MORAES, L. J. Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais, *Ann. Acad. Bras. Sci.* Rio de Janeiro, 4 (3): 111-4, 1932.
- MORAES, L. J. Geologia econômica do norte de Minas Gerais. *Boletim do Serv. Fom. Prod. Min.* Rio de Janeiro (19) : 1-192. 1937.
- PFLUG, R. Zur Geologie der suedlichen Espinhaço-Zone und ihrer prackambriischen Diamantvorkommen, Minas Gerais Brasilien. *Z. dt. Geol. Ges.* Hannover, 115-215, 1965.
- PFLUG, R. & SCHOELL, W. U. Proterozoic glaciation in Eastern Brazil: a review. *Geol. Rundsch.* Stuttgart (64) : 287-99. 1975.
- RENGER, F. Fazies und magmatismus der Minas Serie in Der Suedlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundsch.* Stuttgart (59) : 125-92, 1970.
- SÁ, J. H. S. & KAWASHITA, K. Idade Rb/Sr de rochas do Grupo Macaúbas, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29-Ouro Preto. *Resumo...* Ouro Preto, SBG, 1976.
- SÁ, J. H. S. Pegmatitos litiníferos da Região de Itinga-Araçuaí Minas Gerais. *Tese (Dout.)-USP*, SP. 1977.
- SCHMIDT, H. L. Fazieswechsel in Der São Francisco-Série bei Bocatava, Espinhaço – Zone, Minas Gerais Brasilien. *Geol. Rundsch.* Stuttgart (61) : 201-16, 1972.
- SCHOELL, W. U. Estratomatólitos (Conophyton) em dolomitas do Grupo Macaúbas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo das...* Ouro Preto, SBG, 1976.
- VIVEIROS, J. F. M. & WALDE, D. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Muenster. Forsch. Geol. Paleont.*, Muenster. (38-39).
- WALDE, D. *Razielle Entwicklung des Prackambriums Zwischen Serra Mineira Und Serra do Cabral (Suedwestliche Espinhaço-Zone Minas Gerais, Brasilien)*. Freiburg Geowissimshafthliche Faseultact Der Albert-Ludwigs-Univ., 1976. 62p.
- WALDE, D. Neue Hinwise Fuer Eine Proterozoische Vereisung In Ostbrasilien. *Muenster. Forsch. Geol. Paleont.* (38-39) : 47-9, 1976.

A TECTÔNICA RÍGIDA DO FIM DO CICLO BRASILIANO E SUA IMPLICAÇÃO NA ESTRUTURAÇÃO DA BORDA SUL E SUDOESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO: TENTATIVA DE UM MODELO PRELIMINAR

*Eberhard Wernick
Alberto Pio Fiori
Jorge Silva Bettencourt
Asit Choudhuri
I.G.C.E. - UNESP*

In this paper the authors present a tentative tectonic model based on analysis of transcurrent and thrust dislocation zones which developed at the end of the Brazilian Cycle at the southern, south western and western borders of the São Francisco Craton. These zones are compatible with near east-west compressional forces which caused crustal shortening in this region. South of the western border of the craton the shortening was accommodated by the formation of thrust faults around N-S to NNW-SSE along which displacement and translation occurred from west to east. At the south-western and southern margins these forces caused the Guaxupé massif to act as a rigid, triangular wedge indenting the rigid-plastic NW and N-NE mobile belts which form the limits of the craton. As a result of this indentation the Guaxupé massif is bounded by two large transcurrent zones, one dextral Carandaí-Mogi Guaçu and the other sinistral (Nova Resende-Barbacena) each one with a conjugated transcurrent fault system (Eleutério-Campinas and Cassia-Fortaleza de Minas respectively). To the east of the wedge-like massif there occur a serie of thrust fault directed towards W and WSW directions. The two concomitant mechanism of crustal shortening and ductile thrust tectonics where responsible for the juxtaposition of tectonic blocks or rock units of distinct structure characteristics.

INTRODUÇÃO

Wernick e Fiori (1979) mostraram que a borda sul do Craton do São Francisco, considerado por Almeida (1977) como dado por um amplo arco formado por estruturas brasileiras é, em realidade, uma feição muito mais complexa, integrada por elementos estruturais distintos. Assim, o ramo oeste do arco é representado por uma Faixa Móvel NW; a parte central do arco compreende a Zona Rúptil Cassia-Barbacena, de natureza transcorrente e o ramo leste é dado por uma Faixa Móvel N-NE, policíclica, integrada pelos cinturões Atlântico, Paraíba e Kibeira. Nesta faixa móvel, as relações angulares, entre os diversos cinturões superimpostos, permitem determinar a sua cronologia relativa.

Por outro lado, Wernick et al. (1978) mostraram que o fim do Ciclo Brasileiro caracteriza-se por um regime tectônico compressivo que atuando sobre rochas sucessivamente mais rígidas, implicou numa movimentação das falhas profundas desenvolvidas durante toda história evolutiva das regiões de dobramento Nordeste e Sudeste em regime de transcorrência. Deste jogo de blocos, resultou o quadro geológico atualmente caracterizado por blocos justapostos com características geológicas, geocronológicas, estruturais, magmáticas e estratigráficas distintas.

No presente trabalho, os autores relacionam as diversas zonas rúpteis transcorrentes e de empurrão, presentes na borda sul e oriental do Craton do São Francisco e tentam integrá-las num quadro tectônico regional através da aplicação de um modelo preliminar que se desenvolveu ao fim do Ciclo Brasileiro e que teve grande importância no modelado das zonas marginais do Craton do São Francisco aqui consideradas.

A ZONA RÚPTIL CARANDAÍ-MOGI GUAÇU

A zona rúptil Carandaí-Mogi-Guaçu estende-se entre as cidades homônimas, com direção em torno de N 60-70 E e comprimento da ordem de 370 km e largura de cerca de 35 km. A sua extremidade NE desaparece em terrenos gnáissicos-anatexíticos-migmatíticos-granitóides arqueanos do Craton do São Francisco. Quanto à sua extremidade SW, a oeste de Mogi-Guaçu, desaparece por debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná (Fig. 1).

A Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu foi inicialmente reconhecida por Ebert (1968) que lhe conferiu caráter eminentemente de empurrão, feição esta mantida basicamente no Mapa Geológico de Minas Gerais, 1:1.000.000 (1976) e na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978). Entretanto, Wernick e Penalva (1973), Rodrigues (1976), Soares (1976), Wernick (1977) e Bettencourt (1978) demonstraram a sua natureza essencialmente transcorrente e seu caráter dextrógiro.

Às diversas falhas que compõem a zona rúptil estão associadas espessas faixas de ultramilonitos e milonitos, muitas vezes, com larguras quilométricas, ao lado de brechas exóticas, caso da brecha de Machado (Wernick e Penalva, 1974).

Conjugada à Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, ocorre uma série de falhas transcorrentes, com comprimentos de até uma centena de quilômetros, reunidas aqui no Sistema de Fallamentos Eleutério-Campinas. Apresentam direção geral em torno de N 30 E e caráter dextrógiro.

A Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu separa os terrenos arqueanos do Maciço de Guaxupé, da Faixa Móvel N-NE de natureza policíclica e constituída pelos cinturões móveis

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

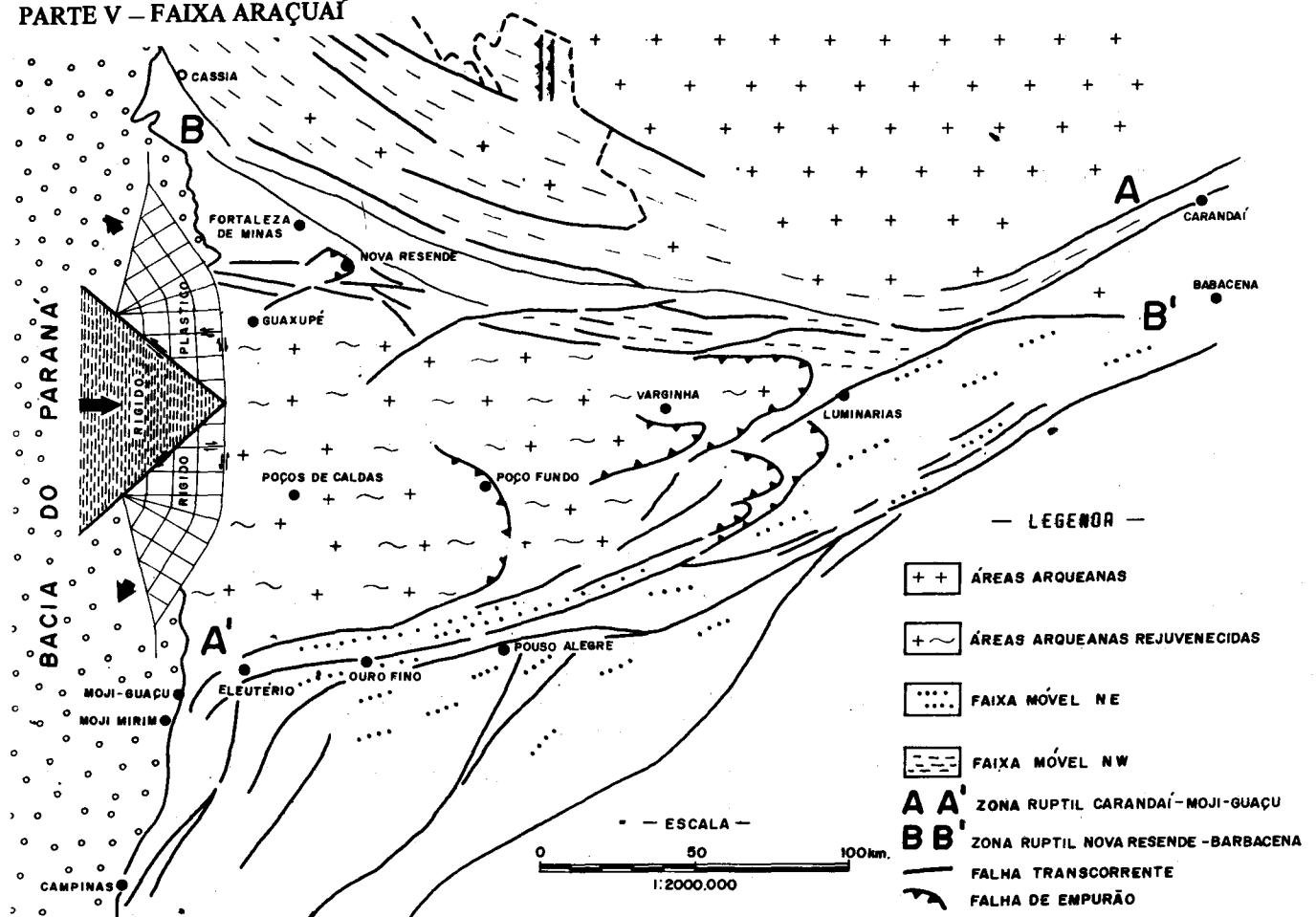


Fig. 1 – ESBOÇO TECTONICO SIMPLIFICADO DA BORDA SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO.

Atlântico, Paraíba e Ribeira (Wernick e Fiori, 1979). A idade da zona rúptil é do fim do Ciclo Brasileiro (Cambro-Ordoviciano) já que ela retalha granitóides pós-tectônicos brasileiros e a ela se acham associados os sedimentos molassóides das formações Pouso Alegre (Leonardos et al., 1971) e Eleutério (Ebert, 1971, 1974; Wernick e Penalva, 1974). Datações geocronológicas executadas em granitóides afetados pela zona rúptil e em calco-filitos da Formação Pouso Alegre confirmaram as idades brasileiras tardias (Hama e Cunha, 1977).

A ZONA RÚPTIL NOVA RESENDE-BARBACENA

A Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, denominada por Wernick e Fiori (1979) de Zona Rúptil Cassia-Barbacena, estende-se entre as proximidades das duas localidades citadas, com comprimento da ordem de 320 km e largura de cerca de 25 km. A oeste desaparece sob os sedimentos da Bacia do Paraná e a leste termina em terrenos gnáissicos-anatexíticos-migmatíticos-granitóides arqueanos do Craton do São Francisco. A sua direção geral é em torno de N 80 W a E-W. Trabalhos realizados nos arredores de Nova Resende (MG), no âmbito do Convênio entre o DNPM e os Departamentos de Geologia Geral e Aplicada e de Mineralogia e Recursos Minerais – UNESP – “Campos” de Rio Claro, aliados a excursões de campo e de interpretação de imagens, revelaram o seu caráter eminentemente transcorrente e natureza sinistórgica, ao contrário, das interpretações oferecidas pelo Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000 (1976) e da Carta Geológica do Brasil do Milionésimo (Folha Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978). A Zona Rúptil Nova Resen-

de-Barbacena, intercepta a Faixa Móvel N-W e a põe em contato com o Maciço Guaxupé, formados por terrenos arqueanos e transamazônicos, redobrados nos eventos Uruçuanos e Brasileiro (Soares, 1976; Wernick, 1977, 1978-a, b; Bettencourt, 1978; Fiori et al., 1978; Fiori e Choudhuri, 1979; Artur et al., 1979).

Conjugada à Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, à semelhança da Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, ocorre uma série de falhas transcorrentes, reunidas aqui, sob a designação de Sistema de Falhas Cassia-Fortaleza de Minas, com direção geral N 40-60 W (Fig. 1).

A idade brasileira tardia da Zona Rúptil em foco é atestada, entre outras evidências, pela ocorrência dos depósitos molassóides da Formação Pico de Itapeva, correlacionável às formações Pouso Alegre e Eleutério, e por ela condicionada.

A ESTRUTURAÇÃO DO MACIÇO GUAXUPÉ

O Maciço de Guaxupé representa um bloco crustal antigo de evolução policíclica, com forma de cunha delimitado pelas zonas rúpteis Nova Resende-Barbacena e Carandaí-Mogi Guaçu, que se interceptam segundo um ângulo de 35-40° e que o separam das Faixas Móveis NW e N-NE circundantes. A região oriental da cunha é caracterizada pela ocorrência de uma série de falhas de empurrão que ocorrem tanto no interior da cunha quanto nos cinturões envolventes e que ostentam forma de arco e movimentos dirigidos para o interior da cunha, segundo as direções W – WSW (Fig. 1). Entre elas, destacam-se as falhas de São João da Mata, Espírito Santo do Dourado, Eloi Mendes e Varginhas.

A cunha é constituída por terrenos arqueanos representados, entre outros, pelo Complexo de Silvianópolis, equivalente ao Grupo Barbacena (Fiori et al., 1978) e pela Zona Granulítica de Machado (Fiori e Choudhuri, 1979). Sobre o embasamento, estão implantados os metassedimentos do Grupo Amparo, referíveis ao Ciclo Transamazônico (Wernick et al., 1976; Artur et al., 1979). O seu padrão estrutural é de dobras isoclinais com traço axial NE e com clivagem plano-axial bem desenvolvida ao longo da qual ocorreu intensa transposição. Estas dobras sofreram redobramento durante o evento Uruaçuano, através de dobras isoclinais, com traços axiais NW e vergência dirigida para NE. Não foram encontrados metassedimentos seguramente referíveis ao Ciclo Uruaçuano (Fiori et al., 1978). No evento Brasileiro ocorreu novo redobramento através de dobras abertas, isopacas, verticais a subverticais e sem vergência definida. Fenômenos associados ao Ciclo Brasileiro, no Maciço Guaxupé, estão restritos a intrusões de granitoides, localmente formando extensos complexos de migmatitos caso dos complexos de Socorro e Pinhal (Wernick e Penalva, 1979), e à gênese dos depósitos molassóides associados às zonas rúpteis Carandaí-Mogi Guaçu e Nova Resende-Barbacena (formações Pouso Alegre, Eleutério e Pico de Itapeva).

AS FASES DE DOBRAMENTO DA FAIXA MÓVEL NW

A Faixa Móvel NW (Wernick e Fiori, 1979 - Fig. 1), mostra-se interceptada pela Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, ao longo de uma linha aproximadamente E-W. Sua porção norte, ao N da zona rúptil, é integrada pelos Grupos Araxá e Canastra, considerados por Braun e Baptista (1976, 1978) como cronologicamente equivalentes e representando transições faciológicas. Almeida et al. (1976) consideraram o Grupo Araxá de idade Uruaçuana. Na porção em questão, são reconhecíveis 4 fases de dobramento, com as seguintes características, em ordem decrescente de idade:

- A - Raras dobras com traço axial NE ainda pouco caracterizadas. Wernick e Fiori (1979) as interpretaram como dobras vestigiais transamazônicas, referíveis à Faixa Móvel N-NE. Como as deformações nesta faixa móvel, durante a implantação do Cinturão Paraíba aumentam de NW para SE e, tendo em vista a posição proximal do Grupo Canastra, em relação ao Craton do São Francisco, é de se esperar que as deformações NE nos Grupos Araxá e Canastra sejam de pequena expressão.
- B - Dobras isoclinais de traço axial NW. Correspondem a dobras isoclinais com vergência dirigida para NE. Este evento é considerado de idade uruaçuana (Hasui e Almeida, 1970; Almeida et al., 1976). São as mais patentes nesta porção da Faixa Móvel NW.
- C - Dobras com traço axial em torno de NE, correspondendo a dobras suaves, verticais, isopacas. Segundo Wernick e Fiori (1979) estas dobras seriam o resultado da retomada geodinâmica da Faixa Móvel N-NE durante o Ciclo Brasileiro através da deformação do Cinturão Ribeira. Como também, neste caso, as deformações aumentam de NW para SE, estas dobras são pouco expressivas ao N da Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena.
- D - Dobras com traços axiais em torno de N-S. São as mais jovens constatadas na Faixa Móvel NW, a norte da Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena. São dobras associadas às falhas de empurrão que se desenvolveram ao fim do Ciclo Brasileiro, na porção sulina da Faixa Móvel N-S, situada a oeste da margem oriental do Craton do São

Francisco. Estas dobras caracterizam-se por um intenso cisalhamento e são frequentemente do tipo dobra-falha. Sua vergência é dirigida para E. Dobras mais expressivas deste tipo ocorrem até a leste de Guapé (MG).

Como a Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena coloca em contato duas unidades tectônicas distintas, ou seja, a porção norte da Faixa Móvel NW e o Maciço de Guaxupé, a correlação entre ambas deverá basear-se, entre outros, no padrão estrutural. Sob este aspecto há boa identidade entre as dobras isoclinais com traço axial NW e vergência para NE, consideradas em ambas as unidades como de idade uruaçuana (Almeida et al., 1976; Fiori et al., 1978; Artur et al., 1979). O mesmo ocorre em relação as dobras isopacas verticais que redobram as dobras uruaçuanas e que no Maciço de Guaxupé foram consideradas de idade brasileira, (Fiori et al., 1978, Artur et al., 1979). Quanto às dobras N-S da Faixa Móvel NW, sua equivalência é dada com dobras associadas às falhas de empurrão que ocorrem na porção oriental do Maciço de Guaxupé, já que ambas são de idade brasileira tardia e foram geradas por um mesmo esforço compressivo com direção em torno de E-W e em ambos os casos estão associadas a um fenômeno de encurtamento crustal. Quanto a correlação entre as dobras isoclinais NE, de idade transamazônica, do Maciço de Guaxupé com as dobras NE mais antigas observadas localmente na porção norte da Faixa Móvel NW, os autores ainda não dispõem de dados conclusivos, se bem que também esta equivalência seja sugestiva.

A porção sul da Faixa Móvel NW, situada a S da Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena é integrada por numerosas unidades mutuamente correlacionáveis, incluindo os Grupos Andrelândia, Itapira, Lambari e São João Del Rei (Ebert, 1968, 1971; Wernick, 1978-a, b; Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978). Nesta porção sul é constatada também, a superposição de três fases principais de dobramento e uma mais jovem, ligada às falhas de empurrão. Entretanto, aqui, a intensidade relativa das 3 fases é distinta. Assim, as dobras mais antigas, isoclinais e com traço axial NE estão bem desenvolvidas. As dobras isoclinais com traço axial NW que as redobram são menos intensas que as da porção norte da Faixa Móvel NW. As dobras isopacas verticais com traço axial NE são mais intensas que na porção N e sua intensidade aumenta de NE para SE rumo à linha Lima Duarte-Campos de Jordão. A SE desta linha, pela intensa transposição que acompanha então as dobras NE que se tornam isoclinais, praticamente todas as estruturas NW, pré-brasilianas, se acham reorganizadas segundo a direção NE (Wernick e Fiori, 1979).

Como a porção sul da Faixa Móvel NW entra em contato com o Maciço Guaxupé, através da Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, a correlação entre ambas as unidades tectônicas deverá basear-se entre outras, através do padrão estrutural. Assim, trabalhos de campo nos arredores de Pouso Alegre (Betten-court, 1978) mostraram a equivalência entre os Grupos Amparo e Andrelândia (no sentido de Ebert, 1968, Mapa II), sendo este um facies mais argiloso daquele e apresentando o mesmo padrão estrutural. Sob este aspecto as dobras isoclinais, com traço axial NE do Maciço de Guaxupé, de idade transamazônica, podem ser correlacionadas com as dobras NE mais antigas da porção sul da Faixa Móvel NW. E, em ambas as unidades tectônicas aqui em foco, poderá fazer-se uma correlação das fases de deformação subsequentes representadas pelas dobras com traço axial NW, as dobras isopacas NE e as dobras ligadas às falhas de empurrão situadas a leste e oeste do limite oriental

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

do Maciço de Guaxupé. Entretanto, os autores, ainda não dispõem de dados no que tange a vergência das dobras NW na porção sul da Faixa Móvel NW.

A correlação entre a porção N e S da Faixa Móvel NW, separados pela Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, foi sugerida por Almeida et al. (1976) ao equiparar os Grupos Araxá, Andrelândia e Itapira considerados de idade uruaçuana. Como já foi anteriormente mencionado, esta correlação também envolve outras unidades presentes na região e sua equivalência parece justificável sob o aspecto metamórfico, já que os diversos grupos exibem um metamorfismo principal com intensidade variável, porém sempre em condições de elevada pressão. Entretanto, de acordo com o ponto de partida da correlação, as idades obtidas têm sido contraditórias. Assim, segundo Almeida et al. (1976) que partiram do Grupo Araxá, a Faixa Móvel NW seria uruaçuana; enquanto Wernick e Fiori (1979), partindo da equivalência entre os Grupos Amparo e Andrelândia, lhe conferiram idade original transamazônica. Já na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978), a porção norte seria transamazônica e a parte sul brasileira. Talvez, esta interpretação seja fruto da predominância de direções NW e NE, respectivamente ao N e S da Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, fato este que, entretanto, não as distingue quanto ao padrão estrutural evolutivo.

AS FALHAS DE EMPURRÃO DA BORDA LESTE DO CRATON DO SÃO FRANCISCO

Almeida (1977) caracterizou o limite oriental do Craton do São Francisco por uma série de possantes falhas de empurrão, com extensão de dezenas a centenas de quilômetros. Estas falhas, das quais as mais importantes acham-se assinaladas no Mapa Tectônico do Brasil, 1:5.000.000 (1971), no Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.000.000 (1976), no Mapa Tectônico da América do Sul, 1:5.000.000 (1978) e na Carta do Brasil ao Milionésimo, Folhas Goiás (1975), Belo Horizonte (1978) e Rio de Janeiro, Vitória e Iguape (1978). As falhas paralelas à subparalelas, têm direção em torno de N–S a NNW–SSE e são dirigidas contra o Craton do São Francisco. São indicativas de um forte encurtamento crustal através de esforços dirigidos para W a WNW e que levaram ao desenvolvimento de uma tectônica rígida pronunciada no fim do Ciclo Brasileiro.

Por se tratar de longas falhas, aproximadamente retilíneas sugerem que o corpo rígido representado pelo Craton do São Francisco, apresentava uma geometria frontal aproximadamente retilínea, ao contrário do Maciço de Guaxupé, cuja forma triangular desenvolveu na sua porção oriental, falhas de empurrão com traços em arcos, cujas concavidades estão dirigidas para o interior da cunha, que corresponde também ao sentido do transporte.

COMPARAÇÃO COM OUTRAS ÁREAS

A análise executada nos itens anteriores revela que ao fim do Ciclo Brasileiro, sob a ação de esforços compressivos em torno de E–W, desenvolveu-se uma intensa tectônica rígida que caracteriza um expressivo encurtamento crustal. Na porção sul da Faixa Móvel N–S que se situa a W do Craton do São Francisco, este encurtamento manifestou-se através de longas falhas de empurrão, paralelas a subparalelas com direção em torno de N–S a NNW ao longo das quais houve importante transporte de massas de W para E. Na porção marginal SW e S do craton, estes mesmos esforços levaram a penetra-

ção de uma cunha tectônica ao Maciço Guaxupé, nas faixas móveis NW e N–NE, que ora o circundam.

A teoria da identificação de blocos crustais rígidos em faixas móveis circundantes rígidas-plásticas, foi desenvolvida principalmente por Molnar e Tapponnier (1975), Tapponnier e Molnar (1976), que aplicaram a tectônica continental recente da Ásia. Gibb e Thomas (1977) e Gibb (1978), aplicaram o modelo (Fig. 1) às relações entre as províncias Slave e Churchill. Particularmente, este caso assemelha-se muito às relações entre o Maciço de Guaxupé e as faixas móveis NW e N–NE circundantes. Os limites do maciço são dados por duas grandes zonas de cisalhamento (Zonas Rúpteis Carandaí-Mogi Guaçu e Nova Resende-Barbacena), uma dextrógira e outra levógira. A cada uma das zonas rúpteis, acha-se associada uma série de falhas transcorrentes conjugadas (Sistema de Falhas Eleutério-Campinas e Cassia-Fortaleza de Minas) com relações angulares próximas às preditas pelo modelo teórico. Na parte apical da cunha tectônica, ocorrem tanto na cunha, quanto nas faixas móveis circundantes, falhas de empurrão indicativas do encurtamento crustal e, indicando a penetração como que por perfuração das rochas rígidas nas rígidas-plásticas, resultando no transporte de massas para o interior da cunha.

GENERALIZAÇÕES E CONCLUSÕES

- A – Ao fim do Ciclo Brasileiro, a região em foco, foi palco de uma intensiva tectônica rígida que se revela através de grandes zonas rúpteis, tanto de natureza transcorrente quanto de empurrão.
- B – A análise de ambos os tipos de zonas rúpteis, revela que as mesmas são coerentes entre si e compatíveis com um processo de encurtamento crustal sob a ação de esforços compressivos, com direção geral entre E–W e ENE–WSW.
- C – Como resultado destes esforços, ocorreram dois mecanismos de encurtamento crustal. O primeiro ocorre através do desenvolvimento de longas falhas de empurrão ao longo das quais ocorre extensivo transporte de massas de W para E. Este mecanismo acha-se desenvolvido na porção da Faixa Móvel W–S, situada a W do Craton do São Francisco. O segundo, consiste na identificação de cunhas rígidas em faixas móveis rígido-plásticas. Este mecanismo acha-se desenvolvido na parte SW e S do Craton do São Francisco, onde ocorre a identificação do Maciço de Guaxupé, nas faixas móveis NW e N–NE ali presentes. Ligada à identificação do Maciço de Guaxupé, desenvolveram-se duas grandes zonas rúpteis de natureza transcorrente, a Carandaí-Mogi Guaçu e a Nova Resende-Barbacena, respectivamente destrógira e levógira. A cada uma das zonas rúpteis está conjugado um sistema de falhas transcorrentes, representadas pelos sistemas de falhas Eleutério-Campinas e Cassia-Fortaleza de Minas, que guardam uma relação angular em torno de 130 – 140° com as zonas rúpteis principais. Na parte frontal da cunha tectônica, desenvolveu-se uma série de falhas de empurrão, com traço em forma de arco e cuja concavidade é dirigida para o interior da cunha rígida. Ao longo destas falhas ocorreu transporte de massas para W–WSW.
- D – A coexistência de dois mecanismos de encurtamento crustal em áreas próximas, leva ao desenvolvimento de uma tectônica de blocos extremamente complexa e cuja análise em detalhe é necessária para a comprovação do modelo preliminar aqui apresentado.

E — Uma vez comprovado o modelo, o mesmo terá que ser compatibilizado com os modelos de evolução ensialica admitida por vários autores para as faixas móveis que se desenvolveram durante o Ciclo Brasileiro.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem ao Prof. Dr. Paulo C. Soares por discussões e críticas e ao CNPq pelo suporte financeiro para a realização dos trabalhos de campo. Ao mesmo tempo, os autores prestam aqui a sua homenagem ao Prof. Dr. Heinz Ebert que com seus trabalhos pioneiros, no sul do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, lançou as sementes para o desenvolvimento da geologia desta ampla região.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de (1977) — O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7 (4): 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de (1976) — The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP* 7: 45-80.
- ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. (1979) — Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. *An. II Simp. Geol. Reg., Soc. Bras. Geoc., Núcleo de São Paulo*, (no prelo), Rio Claro.
- BRAUN, O. P. G. e BAPTISTA, M. B. (1976) — Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste. XXIV Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais. *Bol. dos Resumos*: 27-28, Ouro Preto (MG).
- BRAUN, O. P. G. e BAPTISTA, M. B. (1978) — Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Bol. Esp.* 3: 225-351.
- EBERT, H. (1968) — Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 40 (Supl.): 215-229. Rio de Janeiro.
- EBERT, H. (1971) — Os Paraibides entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. *Soc. Bras. Geol., Núcleo de São Paulo, Bol. Esp.* 1 (*Res. das Comunic.* do XXV Congr. Bras. Geol.): 177-178. São Paulo.
- EBERT, H. (1974) — O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga (nordeste de São Paulo). XXVIII Congr. Bras. Geol., *Boletim dos Resumos das Comunicações*: 726-730. Porto Alegre.
- FIORI, A. P.; WERNICK, E. e BETTENCOURT, J. S. (1978) — Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 1: 309-320. Recife.
- FIORI, A. P. e CHOUDHURI, A. (1979) — Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). *An. II Simp. Geol. Regional, Soc. Bras. Geol., Núcleo de São Paulo* (no prelo).
- GIBB, R. A. (1978) — Slave-Churchill collision tectonics. *Nature* 271: 50-52.
- GIBB, R. A. e THOMAS, M. D. (1977) — The Thelon Front: a cryptic suture in the Canadian Shield? *Tectonophysics* 38: 211-222.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de (1970) — Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19 (1): 5-26. São Paulo.
- HAMA, M. e CUNHA, H. C. S. (1977) — Considerações sobre a idade da Formação Pouso Alegre e dos granitos pós-cambrianos da região sul do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. I Simpósio Regional de Geologia, S. B. G., Núcleo de São Paulo. *Boletim dos Resumos*: 6. São Paulo.
- LEONARDOS JR.; O. H.; FYFE, W. S. (1974) — Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Miner. Petrol.* 46: 201-214.
- MOLNAR, P. e TAPPONNIER, P. (1975) — *Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.*
- PENALVA, F. e WERNICK, E. (1973) — Compartimentação tectônica em parte do pré-cambriano paulista. *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Bol. Esp.* 1 (*Resumo das Comunicações* do XXVII Congr. Bras. Geol.): 128-129. Aracaju.
- RODRIGUES, J. E. (1976) — O Falhamento Transcorrente de Jacutinga (SP). *Inst. Geoc. USP. Tese.*
- SOARES, P. C. (Coordenador) (1976) — *Projeto Caldas II, Relatório Final.* Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.
- TAPPONNIER, P. e MOLNAR, P. (1976) — Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature* 264: 319-324.
- WERNICK, E. (Coordenador) (1977) — *Projeto Ouro Fino, Relatório Final.* Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.
- WERNICK, E. (1978-a) — Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.* 8 (3): 206-216.
- WERNICK, E. (1978-b) — Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé (SP) e (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50 (3): 337-352.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1974) — Depósitos molassoides da Formação Eleutério, São Paulo-Minas Gerais. XXVIII Congr. Bras. Geol., *Boletim dos Resumos das Comunicações*: 723-726. Porto Alegre.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1979) — Contribuição à geologia do Grupo Pinhal. *An. Acad. Bras. Ciênc.* (no prelo).
- WERNICK, E.; FIORI, A. P. (1979) — Contribuição à geologia da borda sul do Craton do São Francisco. *Simpósio Sobre o Craton do São Francisco e Suas Faixas Marginais.* Salvador.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B. B. de (1978) — As regiões de dobramento Nordeste e Sudeste. *An. XXX Congr. Bras. Geol.* 6: 2493-3507. Recife.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M. A. F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. e DELHAL J. (1976) — Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1): 125-135. São Paulo.

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRATON DE SÃO FRANCISCO

*Eberhard Wernick
Alberto Pio Fiori
I.G.C.E. – UNESP*

The southern border of the São Francisco Craton is given by two polycyclic mobile belts. The first one, with a N–NE trend, parallel to the coast, comprise the Atlantic, the Paraíba and the Ribeira belt, respectively related to the Jequié, Transamazonian and Brazilian Cycle. The second one, with a NW trend, display during the Uruçuano Cycle mostly the characteristics of a vestigeosyncline. During the Brazilian Cycle the mobile belt has been reactivated mostly by faults associated with some sedimentation and low heat flux. The so called “Guaxupé Massif” hold a key position for the understanding of the regional geological evolution. It is mostly composed by the Amparo Group of transamazonian age and archaean remnants which belong to the N–NE mobile belt. The Amparo Group show super-position by the NW mobile belt whose folding increase in intensity from SW to NE where the deformation was able to reorganize the transamazonian structures in a NW direction. During the Brazilian Cycle the area suffered again a tectonic overprinting, mostly along the N–NE mobile belt. The folding and metamorphism increase from NW to SE where the deformation was again able to change the structures of the NW belt in a NE direction. By this a apparently large arch was formed, surrounding the São Francisco Craton, here represented by an “ancient gneissic complex” and “greenstone belts” of archaean age. This arch has been former interpreted as a Proterozoic fold belt forming the São Francisco Craton which has been, by this, considered as an Upper Proterozoic geotectonic unity. The authors believe that it is better to consider the area as evolved from a big archaean sialic crustal segment successively cutted by younger mobile belts. By this, the current meaning of the São Francisco Craton must be changed. An important role was played by the fault developed during the Brazilian Cycle along the N–NE and NW mobile belts. Many of these major faults are transcurrent and by dislocation, rotation and tilting of tectonic blocks a complex geological framework has been generated south of the NW mobile belt.

INTRODUÇÃO

Almeida (1977) definiu o Craton de São Francisco como uma entidade do Ciclo Brasileiro no sentido de representar uma unidade geotectônica estável em torno da qual se desenvolveram faixas de dobramento geradas no Ciclo Brasileiro e em relação as quais atuou como antepaís. Quanto ao limite sul do Craton, Almeida (1977: 356-357), assim se expressa: “As exposições do Grupo São João Del Rei que, no sul de Minas Gerais, representam a continuação da Faixa de Dobramento Brasília, descrevem grande arco com concavidade voltada para o antepaís cratônico a norte. As estruturas desta faixa influem acentuadamente no traçado do Rio Grande entre Guapé e a foz do Rio das Velhas, no traçado deste Rio das Velhas até a foz do Carandaí, bem como, no traçado deste último até a cidade homônima. Um conjunto de extensas folhas de empurrão e outras, com transporte para N e NNW (Ebert, 1957) apresenta-se nesta faixa, que tem continuidade para leste interrompida em consequência da erosão fanerozóica, que só poupou restos das formações brasileiras mais profundamente embutidas no embasamento. Admitido que a borda original do Craton deva ser traçado pouco a norte dos trechos fluviais acima referidos, de tal modo que nele seja situado o Quadrilátero Ferrífero”. Dentro desta concepção

a borda sul do Craton fica separada do Maciço de Guaxupé (Almeida et al., 1976, fig. 6) através de uma faixa de dobramento brasileira.

Historicamente esta idéia não é nova, Ebert (1956) já separava o Maciço Guaxupé (que em 1968 considerou como sendo constituído por granitos e ortogneisses assinticos) do Craton de São Francisco através do ramo Araxáides, integrante do geossinclíneo Paraíba para o qual assumiu idade variscana. (Ebert, 1956, fig. 2; 1968 fig. 1). Também Fyfe e Leonardos (1974) separaram o Maciço de Guaxupé (que consideram com idade superior a 2.000 m.a.) que seria uma parte aflorante de um craton situado por debaixo da Bacia do Paraná, separado do Craton de São Francisco, através de um cinturão de alta pressão com facies eu – e miogeosinclinais de idade Proterozóica (600 – 1.400 m.a.) (Fyfe e Leonardos, 1974, fig. 1).

Para Almeida et al. (1976) a separação ocorreria através dos grupos Itapira e Andrelândia, considerados de idade urucuana e como continuação do Grupo Araxá. Hasui et al. (1978) não se desviam muito desta interpretação: separam o Maciço de Guaxupé do Craton de São Francisco através dos metassedimentos dos Grupos São João Del Rei, Andrelândia e Varginhas, considerados de idade pré-cambriana superior e

pertencentes à "Província Tocantins" (Hasui et al., 1978, figs. 1 e 2). O Grupo Andrelândia é referido à Faixa Uruaçu e o Grupo São João Del Rei à Faixa Brasília. O Grupo Itapira corresponderia a uma ramificação do Grupo Andrelândia que a partir da região de Lambari — Três Corações, desenvolve-se com direção geral NE—SW. Desta maneira, o Maciço de Guaxupé estaria envolvido por uma faixa encurvada de sedimentos uruaçuanos cuja convexidade aponta para NE.

Já na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978) a separação entre as duas unidades em foco, torna-se menos nítida. O elemento de separação é dado pelo Complexo Campos Gerais (xistos, gnaisses, anaxitos, gnaisses facoidais, rochas calcossilicáticas e metatrabasitos) de idade pré-cambriana não especificada. Também para uma faixa de gnaisses e xistos granatíferos que envolvem a porção NE do Maciço de Guaxupé há dúvidas: a sua consignada idade pré-cambriana superior é considerada incerta, não sendo descartada uma possível idade transamazônica. Esta idade é também aceita para o Grupo Canastra, integrante segundo Almeida et al. (1976) e Hasui et al. (1978) da Faixa Uruaçu.

No presente trabalho, os autores, baseados sobretudo em trabalhos realizados no Maciço de Guaxupé (Wernick, 1978-a, b; Fiori et al., 1978; Fiori e Choudhuri, 1979), analisam as relações entre o Maciço e o Craton de São Francisco, tentando elucidar, através do desenvolvimento de um modelo geotectônico, a origem e o desenvolvimento das faixas metamórficas que delimitam a parte sul do craton.

CONCEITOS E DEFINIÇÕES

Tendo em vista a finalidade do presente trabalho, é mister a conceituação e definição de alguns termos que serão aqui utilizados:

A. Plataforma — É um amplo segmento crustal constituído por cratons e faixas móveis consolidadas que adquiriu estabilidade, sendo recoberta ou não por seqüências sedimentares e vulcânicas. Assim, a Plataforma Sulamericana adquiriu este *status* após a consolidação das faixas móveis do Ciclo Brasileiro. Para alguns autores, o termo plataforma é equivalente ao craton (e. g. Craton Norteamericano), baseado na definição de Kober (1921): *Die alten erstarrten Tafeln wollen wir kurzweg als Kratongen bezeichnen*. (As velhas "placas" enrijecidas serão designadas simplesmente de cratogeno). A mudança do nome Kratogen para Kraton (grego = duro) é devida a Stille (1936). O conceito de estabilidade indica que o Craton não sofre mais após a sua gênese, dobramentos do tipo alpino. Já para outros autores, a equivalência entre plataforma e craton está restrita às plataformas antigas (*die alten erstarrten Tafeln*), originadas no Arqueano ou no Proterozóico Inferior e Médio (Muratov, 1977).

B. Escudo — São áreas mais ou menos extensas de exposição de rochas cristalinas de uma plataforma ou de um craton.

C. Craton — É uma área estável, antiga, envolvida por faixas móveis mais jovens. Esta estabilidade tem várias implicações geológicas: a) que o craton não sofre, após a sua formação, deformações do tipo alpino nem intenso fluxo de calor; b) que atuou como antepaís em relação às faixas móveis circundantes; c) que em muitos casos sequer sofreu epirogênese positiva intensa (é o caso dos cratons, nos quais estão preservadas seqüências completas de *greenstone belts* arqueanos que incluem rochas supracrustais anqui — a epi-metamórficas); d) que podem ser recobertos por coberturas sedimentares vulcânicas mais jovens.

Um dos problemas na definição de craton é a idade das faixas móveis circundantes. Alguns autores consideram que devam ser da mesma idade o que implica dar-se ao craton uma certa idade, ligada a um determinado ciclo tecto-orogênico. É o caso da conceituação de Almeida (1977, fig. 1) para o Craton de São Francisco, considerado uma entidade brasileira já que se mostraria totalmente envolvido por faixas orogênicas brasileiras (Faixa Riacho do Pontal, Cinturão Brasília, Grupo São João Del Rei, Faixa Araçuaí e Faixa Sergipana). Outros autores desvinculam o conceito de craton da isocronologia das faixas móveis circundantes. Assim, o Craton de Zâmbia, acha-se delimitado pelos cinturões Ruzziano-Ubesdiano (2.0 b.a.) a N, pelo cinturão Katanga-Zambezi (0.6 b.a.) a S e pelos cinturões Kibarano-Burundiano e Trumide-Umbide (ambos com 1.1 b.a.), respectivamente a E e W. Já o Craton da Rodésia acha-se limitado pelos cinturões Limpopo (2.7 b.a.), Irumide, Zambezi e Moçambique (este com 0.6 b.a.) (Kroner, 1977-a, fig. 3; 1977-b, fig. 4). Nesta delimitação dos cratons reflete-se a definição de craton segundo Anhaeusser et al. (1969) que seriam núcleos estáveis dentro de um escudo (ou plataforma?) compostos por terrenos graníticos complexos e *greenstones belts* que não sofreram maiores eventos termo-tectônicos desde 2.4 b.a. atrás. Esta definição restringe a designação de craton a núcleos estáveis arqueanos e o liga nitidamente ao conceito de faixa móvel.

D. Faixas ou Cinturões Móveis — É um conceito introduzido sob forma mais consistente por Anhaeusser et al. (1969). Implica em faixas ou cinturões lineares que tendem a envolver os antigos núcleos cratônicos. O cinturão móvel "típico" é caracterizado por médio a elevado grau de metamorfismo, fluxo de calor linear, anatexia e granitização, dobramentos polifásicos e intenso cizalhamento acompanhado de falhas transcorrentes. Comum é a ocorrência, no interior dos cinturões móveis, de remanescentes cratônicos sob forma de fragmentos ou intercalações de dimensões variáveis. Os cinturões móveis atuam como zonas de fraqueza crustais desde a sua implantação podendo exibir recorrência no fluxo de calor e nas deformações em tempos subseqüentes (cinturões móveis polifásicos). Esta instabilidade persiste mesmo após o último evento tecto-térmico que afetou o cinturão móvel em relação a falhamentos e intrusões mais novas, de natureza variada. Segundo Anhaeusser et al., outros tipos de cinturões podem representar um estágio intermediário na evolução de cinturões móveis "típicos". Seria o caso do cinturão Damara (Martin e Porada, 1977) que ainda inclui porções não metamórficas, mobilização esporádica e em cuja evolução a influência de deslocamentos transcorrentes ainda não se acha bem determinada. O conceito de cinturão móvel não implica numa sedimentação espessa e contínua em uma de suas fases evolutivas. É o caso do Cinturão Moçambique que corresponde essencialmente a uma faixa de embasamento mais ou menos severamente retrabalhado tecto-termicamente. Enquanto Anhaeusser et al. (1969) denominam este cinturão de cinturão móvel, Clifford (1970) o denomina de *vestigeosyncline* para ressaltar suas feições particulares. Em função da ampla variação ostentada pelos cinturões móveis, a sua caracterização deve ser feita em função de *trends* estruturais característicos, de padrões petrológicos definidos que reflitam o fluxo de calor e as deformações e um padrão geocronológico definido. Fatores secundários são representados por seqüências magmatogênicas definidos, zoneamento metamórfico (se bem que segundo Anhaeusser et al., 1969, a aplicação do conceito de séries faciais de Myashiro, 1961, seja questionável nos cinturões

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

móveis “típicos”), padrões definidos de estruturas tectônicas, depósitos molassóides, etc.

Uma das principais conseqüências do conceito de cinturão móvel é a desvinculação entre a época de fluxo de calor e a deformação e a idade e a natureza das rochas afetadas. Um cinturão móvel pode agir sobre sedimentos nele depositados numa fase “geossinclinal” quando o cinturão móvel iniciou a sua instabilidade através de *rifting* como no caso do cinturão Damara (Martin e Porada, 1977) e das Regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste (Wernick, et al., 1978). Poderá agir simplesmente sobre um embasamento metamórfico pré-existente, caso dos vestigeosynclines. Poderá também afetar sedimentos tipo plataformais se um cinturão móvel antigo e aparentemente estabilizado e, em conseqüência, recoberto por sedimentos depositados em áreas estáveis, sofrer recorrência de fluxo de calor e de deformações plásticas. Este parece ser o caso do cinturão Paranaimirim de Cordani (1978), que separa o Craton de São Francisco do Craton de Salvador.

O conceito de cinturão móvel implica ainda em outras conseqüências: como os *vestigeosynclines* bem o demonstram tratam-se de faixas ensiálicas, de evolução frequentemente *in situ*. Neste caso a acreção da crosta será eminentemente vertical através do plutonismo granitóide associado a muitos cinturões móveis. Por outro lado, por corresponderem a zonas lineares geodinamicamente ativas, poderá ocorrer o cruzamento entre cinturões móveis de idade distintas. Neste caso, na zona de intersecção ocorrerão encurvamentos das linhas estruturais e a formação de “nós estruturais” com características tectônicas, petrográficas e geocronológicas extremamente complexas.

E. Cinturão Orogênico – É uma faixa orogênica metamórfica na qual podem ser reconhecidos característicos estágios geotectônicos evolutivos: geossinclinal, tecto-metamórfico, orogênico e de transição, cada um com diversas etapas bem definidas. Este conceito, via de regra, só pode ser aplicado a cinturões fanerozóicos e alguns do Proterozóico Superior. Os limites entre cinturões orogênicos e cratons são de difícil delimitação, podendo basear-se na distribuição das coberturas cratônicas, nos padrões de dobramento, metamorfismo, falhas inversas e de empurrão, natureza do magmatismo, posicionamento de fossas molássicas ou padrões geofísicos.

F. Regeneração ou Remobilização – É um fenômeno pelo qual uma área consolidada readquire mobilidade geodinâmica. É o caso dos *vestigeosynclines*, as áreas de cruzamento de cinturões móveis e o caso do retrabalhamento da infra-estrutura siálica por ocasião do desenvolvimento de um cinturão orogênico mais jovem. Porções regeneradas da Plataforma Sulamericana ocorrem na Plataforma Patagônica e na Cadeia Andina (Almeida et al., 1976, fig. 1). Rochas regeneradas exibem deformações policíclicas, várias fases de cristalização e frequentemente paragêneses em desequilíbrio. A regeneração é acompanhada pelo rejuvenescimento que implica numa rehomogeneização parcial ou total do sistema isotópico resultando em idades geocronológicas correspondentes a regeneração ou em idades intermediárias entre a idade de formação da rocha e da sua regeneração.

G. Reativação – Representa o desenvolvimento em larga escala, de uma tectônica tipo germanotípica numa área estável, acompanhada ou não de manifestações magmáticas de caráter variado e sedimentação em bacias tectônicas. Um exemplo de reativação da Plataforma Sulamericana foi a Reativação Wealdeniana. O tectonismo da reativação ocorre pela retomada de direções estruturais mais antigas.

H. Diwa – É um tipo de reativação amplo que afeta grandes partes de uma plataforma, conferindo-lhe certa mobilidade. Implica em intenso tectonismo rígido, plutonismo e vulcanismo, ampla sedimentação com feições frequentemente molassóides em fossas tectônicas, grabens e aulacógenos, fraco e errático fluxo de calor e dobramentos localizados, não holomórficos. Tais fenômenos ocorreram na Plataforma Sulamericana, nos escudos das Guayanas e do Guaporé (Amaral, 1974, Almeida, 1978).

A CROSTA PRIMITIVA E SUA IMPORTÂNCIA PARA O CONCEITO DE CRATON

A gênese e evolução da crosta siálica do nosso planeta tem sido objeto de numerosas investigações e conjunturas que resultaram em várias hipóteses e teorias que, apesar das numerosas variantes existentes, podem, a grosso modo, ser enquadradas em duas correntes conflitantes de pensamento, assim resumidas:

I. Quanto a origem da crosta siálica:

A – A crosta siálica teria caráter primitivo, resultando da diferenciação de uma camada externa fundida do nosso planeta por ação de vigorosas células de convecção operando no manto (McGregor, 1951; Ramberg, 1964; Armstrong, 1968; Goodwin e Riddler, 1970; Sutton, 1971; Windley e Bridgwater, 1971; Wildley, 1973; Fyfe, 1974; Hargraves, 1976; Goodwin, 1977; Moor bath, 1976). Esta diferenciação processou-se entre 4.5 e 3.5 b.a. atrás resultando numa crosta siálica com espessura de 12 km (Hargraves). Esta só se estabilizou quando o gradiente geotérmico decresceu para abaixo de 60°/Km o que provocou o seu congelamento sobre o manto. Relictos deste estágio crustal inicial extremamente instável seriam os *ancient gneissic terrain* arqueanos, associados a alguns depósitos supracrustais. Já para Moor bath (1976) cerca de 10% da crosta siálica teria se formado entre 4.0 e 3.5 b.a. atrás e cerca de 50% até 2.7 b.a. atrás. A existência de grandes massas siálicas arqueanas contínuas na Plataforma Sulamericana foi sugerida por Wernick e Almeida, 1979; Wernick, 1979 e Wernick et al., 1979).

B – A crosta siálica seria o resultado da acreção de “granitos” sódicos (diioritos, tonalitos, trondjehmitos, granodioritos) mais jovens (2.8 – 3.8 b.a.) que a seqüência básica-ultrabásica inferior dos *greenstones belts* (mais de 3.8 b.a.) considerada como resto da crosta primitiva do nosso planeta. Papel importante neste processo de acreção vertical original é representado pelos granitos potássicos que cortam os granitos sódicos e cujo pico de formação situa-se entre 2.8 e 2.7 b.a. atrás (Glikson, 1970, 1972, 1976, 1977, Hart et al., 1970; Anhaeusser, 1973; Glikson e Lambert, 1973, 1976).

II. Quanto a formação de plataforma siálicas:

A – As plataformas resultariam da contínua acreção lateral de material siálico novo em torno de núcleos arqueanos relativamente pequenos (Engels e Kelms, 1972). O *modus operandus* evocado é a tectônica de placa, quer no seu conceito atual (Burke e Dewey, 1973) quer de maneira progressiva, com características ainda incipientes no Arqueano e sucessivamente mais consistente no decorrer das eras geológicas subseqüentes (Anhaeusser et al., 1969; Glikson, 1971; Katz, 1974). Este modelo tem sido denominado de *onion skin* e foi derivado principalmente a partir da configuração geológica e geocronológica do Craton da América do Norte.

B – A configuração atual das plataformas, com núcleos antigos envolvidos por cinturões móveis, resultaria da destruição de largas massas siálicas arqueanas coerentes pela superim-

posição de cinturões móveis sucessivamente mais novos, implicando numa regeneração mais ou menos intensa e contínua do embasamento mais antigo que sofreria, através das sucessivas remobilizações, uma progressiva desfiguração do seu caráter original. Portanto, não ocorreriam, pelo menos até o Proterozóico Superior, substanciais acreções laterais de material sílico, mas sim acreções verticais contínuas representadas pelo plutonismo granitóide associado aos cinturões móveis. (Sutton, 1963; 1971; Cahen e Snelling, 1966; Clifford, 1968, 1970; Condie, 1973; Fyfe, 1974; Kroner, 1977-a, b). Este modelo comporta massas continentais em movimento (Piper, 1974; Sutton e Watson, 1974; Goodwin, 1974). As causas dos cinturões móveis seriam movimentos laterais ligadas a distorções internas de massas continentais em movimento (Sutton e Watson, 1974; Srensen et al., 1975; Williams, 1977); movimentos intracrustais verticais, reflexos do *repwelling* do manto (Shakleton, 1969, 1973; Hurley, 1973; Bridgwater, 1974) ou da combinação de ambos os processos (Kroner, 1977-a) com a formação de "aulacógenos" que evoluiriam para faixas móveis (Martin e Porada, 1977; Wernick et al., 1978). O mecanismo da tectônica de placa iniciar-se-ia de forma marcante durante ou após o Pré-Cambriano Superior. Argumentos a favor desta hipótese são representados pelos *vestigeosynclines*, pela existência de cinturões móveis policíclicos, por razões iniciais de isocromas Sr/Rb, pela natureza ensílica de muitos cinturões pré-cambrianos Kroner, 1977-a, b; Wernick et al., 1978; Hasui et al., 1978), pela existência de fragmentos cratônicos antigos no interior de cinturões móveis (Holmes, 1951, Cahen e Snelling, 1966; Wyme-Edwards et al., 1966), dados paleomagnéticos (Briden, 1973; Piper et al., 1973) e pela existência de amplas e coerentes massas sílicas arqueanas Kroner, 1978-a; Wernick et al., 1979).

OS PRINCIPAIS ELEMENTOS LITO-ESTRUTURAIS ARQUEANOS

Os principais elementos lito-estruturais arqueanos são representados por áreas gnáissicas-graníticas, *greenstone belts*, complexos básicos-ultrabásicos e cinturões granulíticos. Estes tendem a bordejar as áreas gnáissicas-graníticas (os *ancient gneissic complexes*) embutidos nos quais ocorrem os *greenstone belts*. Já os complexos básicos-ultrabásicos ocorrem associados preferencialmente aos cinturões granulíticos (Wernick e Almeida, 1979; Wernick, 1979). Estes apresentam as seguintes características:

A. Composição complexa. Rochas típicas são hiperstênio (charnockitos) granulitos, quartzitos ferruginosos (cata-itabiritos) gnaisses catazonais, frequentemente aluminosos e grafíticos, meta-ígneas calco-alcálicas diferenciadas, mármore e rochas básicas-ultrabásicas. Várias rochas são potencialmente portadoras de mineralizações. As associações entre os polímeros aluminosos são complexas refletindo rápidas variações locais no gradiente geotérmico. As condições genéticas obtidas experimentalmente para os granulitos arqueanos são os mesmos que hoje se supõem existirem na base da crosta sílica atual.

B. Polimetamorfismo e diaforese. Estes fenômenos são responsáveis pela associação, nos cinturões granulítico de rochas das facies do granulito, do anfíbolito e dos xistos verdes. Indicam recorrência e variação no fluxo de calor nestas faixas.

C. O magmatismo dos cinturões é caracterizado pela ocorrência de rochas charnockíticas magmáticas, que formam maciços que atingem até enormes dimensões, ao lado de anortositos e rochas ultrabásicas. Rochas ígneas mais novas que

cortam os cinturões são representados por granitóides frequentemente potássicos, sienitos, muscovita pegmatitos de terras raras e rochas ultrabásicas alcalinas, associadas ou não a carbonatitos.

D. Os cinturões são caracterizados por exibirem extensas e contínuas estruturas lineares.

E. O contato entre os cinturões granulíticos e as áreas gnáissicas-graníticas podem ser tanto bruscos, dados geralmente por uma zona de suturas, ou gradacionais. Neste caso, rochas granulíticas ocorrem com maior ou menor frequência no interior das áreas gnáissicas-graníticas. No caso de contatos por suturas, estas podem ser reativadas sucessivamente em tempos geológicos mais recentes. Em várias áreas, observa-se uma passagem gradual entre as áreas gnáissicas-graníticas para os cinturões granulíticos por incremento sucessivo de cizalhamento. Este fato aliado à ocorrência de fragmentos cratônicos no interior dos cinturões e uma certa similaridade química entre as rochas granulíticas e as das áreas cratônicas adjacentes (áreas gnáissicas graníticas e *greenstone belts* associados) sugere que parte dos cinturões correspondem a áreas cratônicas granulitizadas.

F. Os cinturões granulíticos são zonas de fraqueza da crosta terrestre, sendo comum a superposição de cinturões pré-cambrianos mais novos que geralmente refletem, em sua disposição, as velhas direções estruturais arqueanas. Isto indica recorrência de fluxo de calor, de deformações, *rifting*, rejuvenescimento isotópico e regeneração e implica na ocorrência de fragmentos de rochas granulíticas arqueanas em cinturões proterozóicos.

As características supra mencionadas, permitem classificar os cinturões granulíticos arqueanos, como cinturões móveis.

OS CINTURÕES MÓVEIS DA PARTE SUL DO CRATON DE SÃO FRANCISCO

Trabalhos executados no chamado "Maciço de Guaxupé" aliados a uma análise regional através da interpretação dos dados disponíveis na literatura, combinada com excursões de campo, levaram ao desenvolvimento de um modelo geotectônico para a parte sul do Craton de São Francisco. Segundo este modelo, a parte sul do Craton corresponderia a um núcleo arqueano, outrora integrante de um amplo segmento sílico, sucessivamente retalhado por cinturões móveis mais jovens. Foram reconhecidas duas grandes faixas móveis, uma com direção N-NE e outra com direção NW. Ambas as faixas móveis mostram evolução policíclica sendo a primeira ocupada pelos cinturões móveis Atlântico, Paraíba e Ribeira, respectivamente, de idade arqueana, transamazônica e brasileira e a outra, cujo desenvolvimento inicial ocorreu no Ciclo Uruaçuano, com caráter de *vestigeosyncline* e, possivelmente, no Ciclo Brasileiro, com o desenvolvimento do Cinturão Móvel Canastra, mas cuja idade uruaçuana não pode ser excluída. Este modelo aplica-se à área em foco, compreendida entre os paralelos 20° e 25° S e os meridianos 40° e 48° W, sendo a sua extrapolação para áreas mais amplas, sujeita a trabalhos e interpretações futuras.

OS CINTURÕES MÓVEIS DA FAIXA N-NE

Cinturão Atlântico

O Cinturão Atlântico, de idade arqueana, foi caracterizado principalmente por Leonardos e Fyfe (1974); Fyfe e Leonardos (1974, fig. 1); Pedreira et al. 1978, fig. 4) e Wernick e

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

Almeida (1979, figs. 3 e 4) situando-se ao longo da costa brasileira. É constituído pelo Complexo Caraíbas (Barbosa, 1970), de caráter polimetamórfico de idade arqueana e posterior rebaixamento no Ciclo Transamazônico, pelo Complexo Jequié (Cordani, 1973), possivelmente resultante da granulitização de um bloco crustal mais antigo (Cordani e Iyer, 1976) e pelo Complexo de Salvador (Cordani, 1973; Mascarenhas, 1973). Mais para o sul, o cinturão perde a sua continuidade, ocorrendo sob forma de lentes mais ou menos desenvolvidas em cinturões proterozóicos. Os granulitos ocorrem em gnaisses kinzigíticos cujo trend estrutural é predominantemente paralelo à costa (Silva Filho, 1974). A idade destes gnaisses é 550 ± 80 m.a. (isócrona Rb/Sr., Cordani, 1973) e os remanescentes granulíticos são de idade transamazônica ou mesmo arqueana (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973). Toda a área mostra-se introduzida por granitóides de idade brasileira que, invadindo as rochas mais antigas, levam ao desenvolvimento de largas áreas migmatíticas. Os granulitos exibem claros sinais de superposição de metamorfismo de baixa pressão sobre rochas mais antigas de alta pressão, forte recristalização e metassomatismo potássico (Rosier, 1957, 1965; Barbosa, 1959). Os granulitos ácidos foram tão profundamente afetados por estes processos que em muitos casos a sua natureza original acha-se profundamente obliterada, Guimarães (1956) mostrou parte dos charnockitos pertencentes a uma suite calcoalina diferenciada, incluindo noritos, gabros, dioritos e granodioritos, fato constatado também por Sighinolfi (1971) para o Complexo de Salvador. Ainda mais para o sul, restos do Cinturão Atlântico persistem em cinturões proterozóicos, caso das ocorrências da Serra Negra-PR (Basumallick et al., 1969), Barra Velha-SC (Minioli, 1972) e Pien-PR (Girardi, 1976). Todas estas ocorrências situam-se no Maciço Mediano de Joinville (Hasui et al., 1975). Se bem que, datações transamazônicas, têm sido obtidas em algumas destas rochas, o fato de constituírem o paleossoma de migmatitos sugere que uma idade original arqueana pode ser assumida. Nas rochas de Pien, foi detectada a presença de safirina, à semelhança do Complexo de Salvador (Allard e Fujimore, 1976; Stormer, 1973). Rochas granulíticas assumidas como arqueanas foram também localizadas no Rio Grande do Sul (Nardi e Hartmann, 1979), na região de Bagé, Dom Pedrito.

O trend estrutural do Complexo Caraíbas é em torno de N-S e dos Complexos de Jequié e Salvador é ao redor de N-S com variações locais para NE-SW e NW-SE. Mais para o sul as direções variam entre N-S e NE-SW. No Maciço de Joinville predominam direções em torno de NE e no Rio Grande do Sul, são predominantemente NW.

Cinturão Paraíba

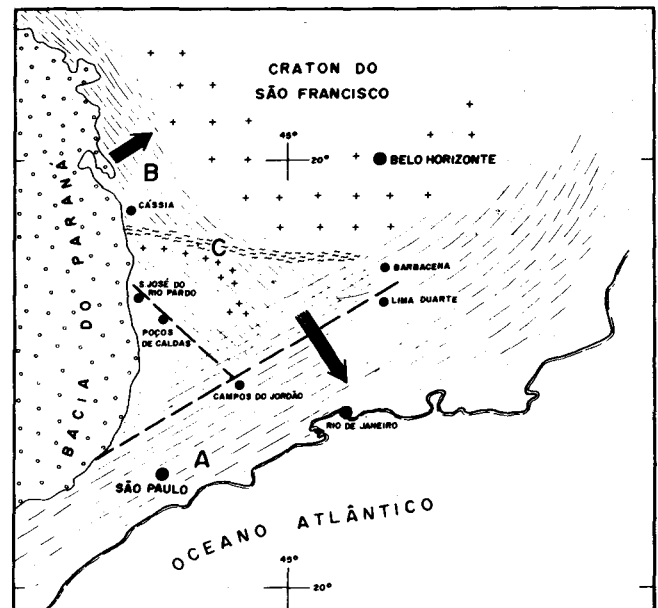
Parcialmente superimposto ao Cinturão Atlântico, ocorre na região em foco o Cinturão Móvel Paraíba, de idade transamazônica (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973; Cordani, 1973; Wernick et al., 1976; Artur et al., 1979). Entre os paralelos 20° e 25° S e os meridianos 40° e 46° W, compreende as seguintes unidades:

I. O Grupo Paraíba constituído por granulitos, charnockitos, enderbitos, piroxênio, granulitos, gnaisses catazonais variados, gnaisses facoidais anfibolitos e, subordinadamente, quartzitos, rochas calcossilicáticas e mármore. Associam-se ainda diversos tipos de anatexitos (metatexitos, diatexitos) e rochas intermediárias a ultrabásicas, tais como dioritos, gabros, piroxenitos, dunitos e peridotitos.

Em alguns casos, o Grupo Paraíba sugere incorporar rochas

mais antigas, rejuvenescidas isotopicamente no Ciclo Transamazônico. As rochas granulíticas e charnockíticas exibem patentes sinais de várias fases de cataclase acompanhada de várias fases de recristalização resultando localmente em rochas com texturas muito complexas, nos quais porções catacladas e recristalizadas formam porfiroblastos em faixas catacladas mais ou menos recristalizadas (Wernick, 1979). A ocorrência generalizada de uma textura granoblástica-cataclástica no Grupo Paraíba já foi ressaltada por Barbosa (1959). O notável paralelismo das bandas de composição distinta do gnaiss Paraíba (Rosier, 1965), é fruto de uma intensa transposição de cisalhamento que afetaram rochas mais antigas e é particularmente intenso no Vale do Paraíba, no Estado do Rio de Janeiro, onde, associados aos gnaisses laminados, ocorrem numerosas faixas de cataclastos e milonitos mais ou menos recristalizados. Os dados estruturais, aliada à argumentação petrográfica de Guimarães (1956), sugerem que o Grupo Paraíba esteja incorporando fragmentos do Cinturão Atlântico submetidos a um intenso rejuvenescimento por fenômenos tecto-térmicos. Tal interpretação se coaduna com os trabalhos de Holmes (1951), Cahen e Snelling (1966), Wynne-Edwards et al. (1966), Arriens e Lambert (1969), Windley e Bridgwater (1971) e Dolginov et al. (1973).

II. Grupo Amparo. É a designação dada por Ebert (1968) para uma seqüência metassedimentar da facies do anfibolito e granulito e descrita por Wernick (1967) nas imediações da cidade homônima, SP. O seu arcabouço é constituído por biotita e/ou hornblenda gnaisses, com predominância generalizada de plagioclásio entre os feldspatos. As rochas exibem estrutura listrada, fitada ou bandeada e a textura é predominantemente granoblástica-cataclástica (Wernick, 1967, 1972, 1978-a, b; Oliveira, 1973; Oliveira e Alves, 1974, 1976). Localmente os gnaisses gradacionam para metatexitos e diatexitos, estes



- A = FAIXA MOVEL N-NE (CINTURÕES ATLÂNTICO, PARAÍBA E RIBEIRA)
 B = FAIXA MOVEL NW (CINTURÃO ARAXÁ-CANASTRÁ)
 C = ZONA RUPTIL CÁSSIA-BARBACENA
 ➔ AUMENTO DA INTENSIDADE DAS DEFORMAÇÕES, BRASILIANAS, URUCUANAIS
 ➔ DIREÇÕES ESTRUTURAIS DOMINANTES
 + + = NÚCLEOS ARQUEANOS
 --- LIMITE APROXIMADO DA REORGANIZAÇÃO DE ESTRUTURAS MAIS ANTIGAS POR DEFORMAÇÕES MAIS NOVAS
- BASEADO NO MAPA TECTÔNICO DO BRASIL ESCALA = 1:5.000.000

Fig. 1 — ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BORDA SUL CRATON DO SÃO FRANCISCO.

predominantemente granodioritos a quartzo-dioríticos. Aos gnaisses associam-se intercalações mais ou menos frequentes e possantes de gnaisses graníticos, gnaisses facoidais, variados tipos de quartzitos, gnditos, rochas calco-silicatadas e mármore. Hornblenditos e anfíbolitos, localmente frequentes, exibem ampla variação mineralógica, textural e estrutural. Ocorrem ainda granulitos e charnockitos para – e ortometamórficos, ácidos a básicos (Oliveira, 1973). Metapelitos são representados por biotita e/ou muscovita (\pm granada \pm sillimanita) xistos e gnaisses. Rochas ultramáficas (dunitos, peridotitos, piroxenitos) ocorrem sob forma de “sills” e diques esporádicos ou constituindo intrusões maiores, alguns com segregações de cromita ou magnetita.

A litologia sugere um espesso pacote de sedimentos pré-metamórfico, clasto-psamíticos a pelíticos e clasto-químicos predominantemente impuros, com intercalações de tufos e restritos sedimentos químicos, ao lado de quantidades variáveis de corpos intermediários, básicos e ultrabásicos que foi submetido a um metamorfismo médio a intenso sob condições de média a alta pressão.

Trabalhos executados no chamado “Maciço de Guaxupé” por formandos e docentes do Curso de Geologia da UNESP – “Campus” de Rio Claro, em Convênio com o DNPM (Soares, 1976; Wernick, 1977; Bettencourt, 1978), revelaram que o Grupo Amparo engloba uma série de outras unidades lito-estratigráficas previamente criadas na região, tais como, os Grupos Andrelândia, Varginhas e Itapira (Ebert, 1968, 1971).

No Grupo Amparo foram detectadas exposições de rochas mais antigas que correspondem ao seu embasamento arqueano. São representadas, entre outras, pelo Complexo de Silvianópolis (Fiori et al., 1978, fig. 1) constituído por vários tipos de anateixitos intensamente cizalhados no Ciclo Transamazônico.

O padrão estrutural do Grupo Amparo é dado principalmente por dobras isoclinais com desenvolvimento de cizalhamento plano axial ao longo do qual ocorrem intensa transposição originando uma foliação tectônica bem desenvolvida, na qual se encontram localmente dobras intrafoliares preservadas (Fiori et al., 1978). Localmente, é possível a constatação que o fluxo de calor superou a deformação através da recrystalização ou anatexia nos ápices destas dobras.

III. Grupo Araxá. Ebert (1971) considerou que o Grupo Andrelândia passa gradualmente, por incremento do metamorfismo, para o Grupo Paraíba cuja equivalência com o Grupo Amparo foi estabelecida por Wernick et al. (1976). O Grupo Andrelândia (Ebert, 1957) é um pacote metassedimentar da facies do anfíbolito de alta pressão composta essencialmente por quartzitos e xistos com estaurolita e cianita. Um ramo do Grupo Andrelândia, a partir da região de Lambari – Três Corações, dirige-se para SW constituindo o Grupo Itapira (Ebert, 1971) composto por micaxistos, quartzitos, meta-arcósios, calcários e metabasitos. A equivalência entre os Grupos Amparo e Itapira foi proposta por Wernick e Penalva (1973). Por outro lado, o Grupo Amparo engloba os Grupos Varginhas, Andrelândia e Itapira, baseado nos trabalhos de Soares (1976), Wernick (1977) e Bettencourt (1978). Já, Almeida et al. (1973, 1976) consideraram os Grupos Andrelândia, Varginhas e Itapira como uma extensão do Grupo Araxá (que ocorre a W de Cassia), definido por Barbosa (1955) como um complexo metamórfico pré-cambriano constituído de migmatitos, micaxistos, quartzitos, xistos verdes e anfíbolitos. Posteriormente, Barbosa et al. (1970) restringiram o Grupo Araxá para um conjunto de xistos com duas micas e com granada, rutilo, zircão, turmalina, cromita e estaurolita com pequenas intru-

sões ultrabásicas serpentinizadas. Localmente os xistos passam a gnaisses o que dificulta a separação do Grupo Araxá do embasamento cristalino.

As correlações acima relacionadas conferem ao Grupo Araxá idade transamazônica, hipótese esta em parte confirmada por dados geocronológicos (Cordani e Hasui, 1975), se bem que outros da – dos sugerem um metamorfismo durante o Ciclo Uruaçuano entre 1.4 e 1.0 b.a. atrás (Hasui e Almeida, 1970; Almeida, 1971; Almeida et al., 1976). Idade transamazônica é assumida por Marini et al. (1976) para o Grupo Serra da Mesa, unidade criada para substituir a designação Grupo Araxá. Tais contradições parecem indicar que o Grupo Araxá pode englobar tanto rochas transamazônicas quanto uruaçuanas ou que o Grupo Araxá tenha caráter policíclico, tratando-se de uma unidade transamazônica retomada no Ciclo Uruaçuano. Tendo em vista que o Grupo Araxá, em oposição aos Grupos Paraíba e Amparo exhibe trend estrutural NW, os autores do presente trabalho se inclinaram pela segunda hipótese, baseados em dados estruturais que serão discutidos posteriormente.

Cinturão Ribeira -

O Cinturão Ribeira representa um cinturão móvel mais jovem implantado sobre o Cinturão Móvel Paraíba que por sua vez implantou-se sobre o Cinturão Móvel Atlântico. É de natureza ensialica e de evolução *in situ* (Wernick et al., 1978) e sua estruturação é a de uma região de dobramento (Hasui et al., 1975), e sua evolução pode ser assim resumida (Wernick, et al., 1978; Hasui et al., 1978):

A. Uma etapa inicial desenvolvida entre 1.1 e 0.7 b.a. Deslocamentos ao longo de falhas profundas através da reativação de direções pré-cambrianas, permitindo uma diferenciação do embasamento em sulcos e rugas. Sedimentação e discreto magmatismo pré-tectônico.

B. Uma etapa intermediária entre cerca 0.7 e 0.6 b.a. Metamorfismo de baixa a média pressão, da facies dos xistos verdes até anfíbolítica, resultando na migmatização e granitização dos níveis mais profundos das faixas de dobramento e remobilização mais ou menos intensa dos maciços medianos. Intensa granitogênese polifásica cortando rocha brasileiras e pré-brasileiras. Dobramento holomórfico regional e outros de caráter local, relacionadas a crenulações, intrusões e falhas. Soergimento orogênico.

C. Uma etapa final, desenvolvida entre cerca 0.6 e 0.45 b.a. Instalação de antefossas e intrafossas que alojam depósitos molassóides. Intrusões ácidas e derrames e diques ácidos a básicos, com intensidade variável. Intensa lineagênese em regime de falhas de transcorrência resultando na configuração espacial atual do Cinturão Ribeira, sob forma de blocos ameadados justapostos com características distintas.

A intensidade da deformação e do metamorfismo do Cinturão Ribeira cresce de NW para SE (Hasui e Sadowsky, 1976). No “Maciço de Guaxupé” ambas foram fracas, sendo o fluxo de calor apenas suficiente para rehomogeneizar o sistema isotrópico K/Ar de micas e anfíbolios (Cordani e Bettencourt, 1969; Wernick et al., 1976; Wernick, 1978-a, b). A deformação resultou em dobras verticais abertas, isopacas e sem clivagem plano-axial nítida. A sua superposição sobre as estruturas transamazônicas e uruaçuanas provocou o arqueamento e dobramento da foliação transamazônica e a ondulação dos traços axiais das dobras uruaçuanas (Fiori et al., 1978, fig. 2). Plutonismo granitóide ocorre associado a grandes falhamentos (Wernick e Penalva, 1979). A estabilidade do “Maciço de Gua-

xupé” é atestado pela ocorrência, no seu interior, de depósitos molassóides em fossas tectônicas, caso das formações Eleutério, Pouso Alegre e Pedra do Rio Elvas.

Mais para SE com o incremento do metamorfismo e das deformações ocorre o desenvolvimento de dobras isoclinais acompanhadas de forte transposição que, nas rochas pré-brasilianas, eliminou por reorganização estrutural as direções NW-SE ligadas à Faixa Móvel Uruaçu. Por este motivo elas deixam de ocorrer em toda a área costeira à SE de uma larga zona limítrofe que inclui as localidades de Lima Duarte e Campos do Jordão. A influência dos falhamentos associados ao Cinturão Ribeira manifesta-se, entre outros, por um intenso cisalhamento das rochas do Grupo São João Del Rei (Braun e Baptista, 1978) que se acha limitado frequentemente por falhas com direção NE-SW. Condicionam, igualmente, pela reativação das velhas linhas estruturais do Cinturão Paraíba, as formações Pouso Alegre, Eleutério e Pedra do Rio Elvas (Fiori, et al., 1978, fig. 1).

OS CINTURÕES MÓVEIS DA FAIXA NW

O *vestigeosyncline* Araxá

Tendo em vista a idade transamazônica dos Grupos Paraíba, Amparo, Varginhas, Itapira, Andrelândia e Araxá e sua inclusão original na Faixa Móvel Costeira, o Cinturão Móvel Araxá, desenvolvido no Ciclo Uruaçuano, passa ter essencialmente, feições de um *vestigeosyncline* que são caracterizados por um fluxo de calor e por deformações, faltando possantes e contínuas sedimentações cogenéticas. O fluxo de calor foi suficientemente elevado para produzir o escape de argônio nos minerais micáceos o que implica num metamorfismo pelo menos epizonal e se reflete em datações K/Ar Uruaçuanas (Hasui e Almeida, 1970). Trabalhos realizados no “Máçio de Guaxupé” revelam que os dobramentos do Cinturão Araxá são do tipo isoclinal e cuja intensidade aumenta de SW para NE. Neste sentido aumenta também o grau de cisalhamento plano-axial que a NE leva ao desenvolvimento de transposições mais ou menos intensas, associadas a faixas de caracalitos e milonitos. O limite SE do Cinturão Araxá situa-se na altura onde as estruturas transamazônicas sofrem nítida reorganização estrutural na direção NW. Isto ocorre na altura de uma faixa grosseiramente situada entre Caldas e Campos do Jordão (ver carta do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978). Através dos dobramentos uruaçuanos as foliações tectônicas transamazônicas sofrem arcamientos e os traços axiais das dobras são redobrados na direção NW (Fiori et al., 1978). Ao contrário, entretanto, dos eventos tecto-térmicos transamazônicos, no Cinturão Araxá a deformação superou o fluxo de calor, de tal modo que os minerais esmagados, nos ápices das dobras geralmente não exibem sinais de recristalização. A superposição das estruturas uruaçuanas sobre rochas transamazônicas é bem detectável geocronologicamente nos limites do Cinturão Araxá. Ocorrem ali rochas com idade Rb/Sr transamazônica e com idade K/Ar uruaçuanas (Artur et al., 1979). Sob este aspecto o Cinturão Araxá assemelha-se ao Cinturão Paramirim de Cordani (1978) com a diferença de que as rochas mais antigas afetadas pela ação de uma zona geodinamicamente ativa eram sedimentares e não metamórficas, como no caso do Cinturão Araxá.

O Cinturão Canastra

O Grupo Canastra foi definido por Barbosa (1955) como composto por rochas metamórficas de baixo grau, principal-

mente representadas por quartzo-muscovita-sericita xistos e muscovita biotita xistos ao lado de quartzitos, filitos prateados e filitos grafitosos com piritita. Os quartzitos são localmente ferruginosos e mesmo itabiríticos. O Grupo Canastra repousaria em concordância sobre o Grupo Araxá e, conseqüentemente, representaria uma formação superior deste grupo. Um pacote litológico do Grupo Canastra, individualizado sob a designação de Formação Paracatu (Almeida, 1967) foi incorporado à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí (Braun, 1968). Outras vezes, grande parte do Grupo Canastra tem sido correlacionado com a Formação Paranoá do Grupo Bambuí (Costa e Angeiras, 1971) considerado de idade brasileira, mas cuja deposição ocorreu cerca de 1.0 bilhão de anos atrás. Esta interpretação é aparentemente confirmada por datações K/Ar entre 800 e 540 m.a. obtidas para o Grupo Canastra (Hasui e Almeida, 1970).

A esta interpretação opõe-se a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978) na qual é atribuída idade transamazônica ao Grupo Canastra, constituído por filitos, sericita xistos, quartzo xistos, micaxistos granatíferos, quartzitos sericíticos com intercalações de filitos e sericita xistos, xistos calcíferos, gnaisses finos, calcários e quartzitos. Tal interpretação baseia-se provavelmente nas constatações de Ferrari e Brandazile (1971) e Braun e Baptista (1976) que observaram passagens graduais entre os Grupos Araxá e Canastra e na argumentação de Braun e Baptista (1978: 301) de que o mais baixo grau de metamorfismo do Grupo Canastra em relação ao Grupo Araxá é em grande parte resultado de uma diaforese por efeito de milonitização. Soma-se isto ao fato de apenas rochas do Grupo Canastra estarem cavalgando o Grupo Bambuí e nunca se expondo nos blocos carreados o contato entre os Grupos Canastra e Araxá. A impossibilidade de encontrar critérios seguros para diferenciar os Grupos Araxá e Canastra, reflete-se em Braun e Baptista, (1978, fig. 5) onde, na região objeto deste trabalho, são apresentados conjuntamente como uma associação lito-estrutural caracterizada pelo predomínio de xistos com intercalações de quartzitos e calcários. Esta figura retoma, até certo ponto, o esquema de Leonardos e Fyfe (1974, fig. 1). Confirmada a identidade entre os dois grupos, a Faixa Móvel Uruaçu corresponderia a um só *vestigeosyncline*, denominado Araxá-Canastra, formado por rochas transamazônicas retomadas no Ciclo Uruaçuano e, mais incipientemente, através principalmente de falhamentos, no Ciclo Brasileiro. A semelhança do Cinturão Araxá, o Cinturão Canastra exhibe trend estrutural geral NW-SW o que, no caso da existência de dois cinturões móveis superimpostos, indicaria o condicionamento das estruturas mais novas pelas mais antigas.

AS FALHAS BRASILIANAS

Durante o Ciclo Brasileiro ocorreu uma intensa lineagênese manifestada através da ativação de amplas zonas de fraqueza, principalmente em regime de transcorrência. Entre estas falhas destacam-se principalmente dois conjuntos, um de direção NE com variações para NNE e ENE que ocorre principalmente na Faixa Móvel N – NE (e também no Cinturão Móvel Brasília) e outro com direção NW a WNW na Faixa Móvel NW. Ao longo destas falhas desenvolvem-se zonas de cataclitos e milonitos mais ou menos espessas, dobras de arrasto e reorganização estrutural paralelo às falhas, principalmente nos blocos tectônicos situados entre falhas possantes paralelas e pouco distanciadas.

Uma das zonas de falhas mais intensas desenvolveu-se entre

Cassia e Barbacena, separando o "Maciço de Guaxupé" do Grupo Canastra através do "Complexo Campos Gerais" (Carta do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978). É neste complexo que se situa o *greenstone belts* de Fortaleza de Minas (Teixeira, 1978), o que lhe parece assegurar idade arqueana. Esta zona de falha provocou intensos cisalhamentos não só nas rochas arqueanas, mas também, mais a N, no Grupo Canastra.

Muitas destas falhas têm sido consideradas como de empurrão a despeito de sua natureza transcorrente. É o caso das falhas de Jacutinga e Inconfidentes consideradas por Ebert (1968, estampa I) como de empurrão. Esta interpretação persiste no Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000 (1976) e na Carta do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1978) a despeito de seu caráter nitidamente transcorrente (Penalva e Wernick, 1973; Rodrigues, 1976; Soares, 1976; Wernick, 1977; Bettencourt, 1978). O mesmo ocorre em relação a muitas falhas WNW e ENE e consideradas de empurrão da zona rúptil Cassia-Barbacena que constituíram um dos argumentos para Almeida (1977) ali localizar o limite do Craton do São Francisco. O maior problema nesta zona rúptil, comum nos cruzamentos entre cinturões móveis (Kroner, 1977-a, b), para a interpretação geotectônica regional, consiste em representar um hiato entre os dobramentos da Faixa Móvel Uruaçu a S e N da zona rúptil mencionada.

As numerosas falhas brasileiras associadas às faixas móveis Canastra e Uruaçu são também, através de deslocamento, rotação e basculamento de blocos tectônicos por elas delimitadas, responsáveis pela configuração do quadro geológico atual, associada à erosão fanerozóica que agiu em toda a região sobre blocos crustais cujas falhas limitantes sofreram sucessivas reativações pós-brasílicas em regime de falhas normais (Wernick, 1978-a).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A análise realizada nos itens anteriores enseja os seguintes comentários e conclusões:

1. Os autores, baseados em trabalhos de campo e dados disponíveis na literatura, concluíram pela existência, na área em foco, de um grande segmento crustal sílico incluindo um *ancient gneissic complex*, *greenstone belt*, cinturões granulíticos e complexos básicos-ultrabásicos com dimensões variáveis.
2. Este segmento sofreu sucessivo retalhamento através de duas Faixas Móveis, respectivamente com direção N-NE e NW. A primeira inclui os Cinturões Móveis Atlântico, Paraíba e Ribeira, com disposição paralela e sub-paralela, respectivamente, de idade arqueana, transamazônica e brasileira, com os mais jovens sucessivamente implantados sobre os mais velhos e que mostram o controle estrutural das direções mais novas pelas mais antigas. A faixa NW é constituída pelos Cinturões Móveis Araxá e Canastra (ou por um só Cinturão Móvel Araxá-Canastra) com caráter de *vestigeosyncline*, por atuar sobre rochas metamórficas de idade transamazônica.
3. No cruzamento entre as duas faixas móveis desenvolveu-se uma importante zona rúptil (zona Cássia-Barbacena) constituída por falhas com direção predominantemente ENE e WNW, particularmente ativa no Ciclo Brasileiro. Também ocorre um encurvamento das direções mais antigas pelas mais novas. Muitas das falhas desta zona consideradas de empurrão, são em realidade, transcorrentes ou normais.

4. A N e E das duas faixas móveis, situa-se o Craton do São Francisco constituído por terrenos arqueanos.
5. Numerosos fragmentos arqueanos ocorrem no interior das faixas móveis N – NE e NW, tais como, o Complexo de Silvianópolis, os granulitos da região de Machado (Fiori e Choudhuri, 1979) e na área costeira.
6. Para o entendimento da evolução da área em foco foi fundamental a introdução do conceito de cinturão móvel que corresponde a faixas lineares geodinamicamente ativas caracterizadas por fluxo de calor e deformações plásticas lineares. A sua caracterização se faz baseado em critérios estruturais, petrográficos e geocronológicos. Por tratar-se de zonas de fraqueza ativas da crosta terrestre, as faixas móveis estão sujeitas a sucessivas reativações, resultando na superposição de sucessivos cinturões móveis. Uma das implicações importantes no conceito de faixas móveis é a desvinculação do fluxo de calor e da deformação da natureza e da idade das rochas afetadas que podem ser tanto metamórficas quanto sedimentares do tipo "geossinclinal" ou de cobertura e cogenéticas ou muito mais antigas à fase geodinâmica da faixa móvel.
7. Ainda no cruzamento de cinturões móveis desenvolvem-se rochas com características petrográficas, estruturais e geocronológicas muito complexas. Quanto ao aspecto petrográfico são reconhecíveis novas fases de deformação e recristalização e paragêneses em desequilíbrio sob aspecto de temperatura e pressão. No aspecto estrutural demonstram deformações polifásicas e policíclicas, resultando em padrões de interferência estrutural típicos. Sob aspecto geocronológico ocorrem na área em foco os seguintes tipos de idades:
 - a) Datações Rb/Sr arqueanas, transamazônicas, uruaçuanas, brasileiras e mistas. As idades claramente referíveis a um ciclo correspondem tanto a rochas cogenéticas quanto a rochas mais antigas intensamente retrabalhadas neste evento. As idades mistas indicam retrabalhamento menos intenso de rochas mais antigas durante ciclos mais novos que provocam uma rehomogeneização apenas parcial do sistema isotópico. Neste caso é comum a ocorrência de paragêneses em desequilíbrio, associações entre paragêneses de alta a baixa pressão e de alta a baixa temperatura.
 - b) Idades K/Ar com as mesmas características das datações Rb/Sr.
 - c) Rochas com idades Rb/Sr distintas das idades K/Ar. Estas datações são de grande importância para a interpretação da evolução geológica quando comparadas com dados petrográficos e estruturais que denotam caráter polifásico ou policíclico. Este é o caso de muitas datações na parte W da região aqui focalizada (Cordani e Bettencourt, 1967; Delhal et al., 1969; Hasui e Almeida, 1970; Hasui e Hama, 1972; Cordani et al., 1973; Cordani, 1973; Oliveira, 1973; Wernick et al., 1976; Fiori et al., 1978; Artur et al., 1979).
8. A evolução regional pode ser assim resumida:
 - a) Formação de um grande segmento crustal arqueano.
 - b) Implantação do Cinturão Móvel Atlântico, bordejando os *ancient gneissic complexes*. A evidência da existência de outras faixas granulíticas arqueanas no interior destes complexos sugere a existência de vários cinturões móveis já no Arqueano.
 - c) Implantação do Cinturão Móvel Paraíba, cujo metamorfismo parece crescer de W para E (Grupo Araxá

para o Grupo Paraíba).

- d) Implantação do Cinturão Móvel Araxá (ou Araxá-Canastra) por ação de fluxo de calor e reorganização estrutural de terrenos arqueanos e transamazônicos seguindo a direção NW.

O limite S deste cinturão móvel situa-se aproximadamente ao longo da linha São José do Rio Pardo-Campos do Jordão, a N da qual se torna patente o encurvamento das direções estruturais NE para NW e se observam nítidos padrões de interferência estrutural (Fiori et al., 1978), caso da área de Machado, Luminárias, Parizópolis e Bom Jesus de Minas, entre outras.

- e) Implantação do Cinturão Móvel Ribeira, cujo metamorfismo e intensidade de deformação aumentam de NW para SE. A SE de uma faixa de transição localizada aproximadamente entre Lima Duarte e Campos do Jordão, a reorganização estrutural segundo a direção NE foi tão intensa que as estruturas NW nas rochas pré-brasílicas deixam de ocorrer de maneira clara. Possível implantação do Cinturão Móvel Canastra cuja idade brasileira é altamente questionável.

- f) Ativa movimentação ao longo da zona rúptil Cássia-Barbacena, formado principalmente por falhas WNW e ENE através de movimentação, rotação e basculamento de blocos tectônicos ao longo de falhas transcorrentes e normais e de cavalgamento ao longo de falhas de empurrão. A S e W desta zona rúptil movimentações principalmente ao longo de grandes falhas transcorrentes com direção NE a ENE na faixa móvel NE são responsáveis; pelo arcabouço geológico ora observado, caracterizado pela justaposição de blocos tectônicos com características distintas. Na zona rúptil Cássia-Barbacena ocorrem, por influência de falhas possantes e próximas à reorganização estrutural das direções NE e NW, que passam a ter disposição paralela aos grandes falhamentos.

- g) Sucessivas reativações fanerozóicas com a retomada das falhas pré-cambrianas em regime de falhas normais com formação de *horsts* e *graben* acompanhados de erosão e sedimentação. (Fig. 1).

9. Pela interação das faixas móveis N-NE e NW e da zona rúptil Cássia-Barbacena, resulta aparentemente um grande arco. Este foi interpretado por diversos autores como correspondendo a uma faixa de dobramento brasileiro amoldado em torno do Craton de São Francisco e cuja continuidade mostra-se interrompida localmente por ação da erosão fanerozóica. Entretanto, este arco é constituído por unidades tectônicas muito distintas que se desenvolveram em épocas distintas. Assim, o arco em questão, é uma feição policíclica, heterogênea e desprovida de continuidade petrológica e geocronológica, resultando apenas do predomínio das direções estruturais ora de uma, ora de outra das unidades geotectônicas que ali ocorrem.

10. Sob este aspecto o "Mação de Guaxupé", na concepção de Almeida et al. (1976), deixa de existir para passar a ser simplesmente um nó estrutural de intersecção das faixas móveis NNE e NW. Por corresponder a uma área onde os dobramentos NW aumentam em intensidade de SW para NE e onde os dobramentos NE ligados ao Ciclo Brasileiro são pouco enérgicos, passa a representar uma posição chave para o entendimento da evolução geológica regional. Isto se deve ao fato de ali estarem áreas arqueanas em cuja litologia se manifestaram sucessivamente todos os

fenômenos evolutivos que ali ocorreram (Fiori e Choudhuri, 1979).

11. O modelo geotectônico aqui desenvolvido e sugerido como aplicável na área em foco, tem correspondência em outras partes do mundo, principalmente na África (Kroner, 1977-a, b). Entretanto, a sua aplicação a outras áreas da Plataforma Sulamericana implica na adoção da definição de craton, segundo Anhaeusser et al. (1969) que limita este termo a áreas arqueanas estáveis delimitadas por faixas móveis mais jovens, não necessariamente isocronológicas.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem aos seus colegas do Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, "Campus" de Rio Claro, por discussões estimulantes no decorrer do desenvolvimento deste trabalho e ao CNPq por suporte financeiro, para os trabalhos de campo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLARD, G. O.; FUJIMORE, S. (1976) – A new occurrence of sapphirine in Salvador, Bahia, Brazil. *Can. Mineral.* 8 : 660.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1976) – *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Dep. Nat. Prod. Min. – Div. Geol., Min., Bol. 241, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1971) – Geochronological division of the Pre-Cambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.* 1 (1) : 13-21, São Paulo.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1977) – O Craton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7 (4) : 349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. de (1978) – A evolução dos cratons Amazônico e do São Francisco, comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 6 : 2393-2407, Recife.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B. B. de (1976) – The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP* 7 : 45-80.
- ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1973) – The precambrian evolution of the South American Craton margin south of the Amazonas river. *JN The Ocean Basin and Margins* (ed. Nairn, A. E. – Stehli, F. G.) : 1411-1446. Plenum Publ. Co.
- AMARAL, G. (1974) – Geologia precambriana da região Amazônica. *Tese. Inst. Geoc. USP*. São Paulo.
- ANHAEUSSER, C. R. (1973) – The evolution of the early Precambrian crust of South Africa. *Roy Soc. London, Phil., Ser. A*, 273 : 359-388.
- ANHAEUSSER, C. R.; MASON, R.; VILJOEN, R. P. (1969) – A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 : 2175-2200.
- ARMSTRONG, R. L. (1968) – A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev. Geophysics*, 6 : 175-199.
- ARRIENS, P.; LAMBERT, J. B. (1969) – On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite-facies rocks from the Fraser Range, Western Australia and Musgrave Range, Central Australia. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.* 2 : 13-21, Camberra.
- ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. (1979) – Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. *An. II Simp. Geol. Reg., Soc. Bras. Geol., Núcleo de São Paulo*, (no prelo), Rio Claro.
- BARBOSA, O. (1955) – *Guia das excursões*. Soc. Bras. Geol., IX Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C.A.B.R. (1970) – Geologia da região do Triângulo Mineiro. *DNPM-DFPM, Bol.* 136, 200 pp.
- BARBOSA, R. A. (1959) – Estudo de alguns charnockitos do Estado do Rio. *DNPM-Div. Geol. Min.*, Bol. 192, Rio de Janeiro.
- BASUMALLICK, S.; TREIN, E.; MURATORI, A.; FUCK, R. A.; RIVEREAU, J. C. (1969) – Preliminary notes on the charnockite occurrences around Serra Negra, State of Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, 27 : 105-110, Curitiba (PR).
- BETTENCOURT, J. S. (Coordenador) (1978) – *Projeto Pouso Alegre*, Relatório Final. Convênio DNPM/F.F.C.L. de Rio Claro.

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

- BRAUN, O.P.G. (1968) – Contribuição à estratificação do Grupo Bambuí. *Anais XXII Congr. Bras. Geol.*, 155-166. Belo Horizonte.
- BRAUN, O. P. G. e BAPTISTA, M. B. (1976) – Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste. XXIV Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol., Núcleo de Minas Gerais. *Bol. dos Resumos*: 27-28, Ouro Preto (MG).
- BRAUN, O. P. G. e BAPTISTA, M. B. (1978) – Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, *Bol. Esp.* 3 : 225-351.
- BRIDGWATER, D.; FYFE, W. S. (1974) – The pre-3 b.y. crust: factfiction fantasy. *Geoscience Canada*, 1 : 5.
- BRIDGWATER, D.; MCGREGOR, V. R. e MYERS, J. S. (1974) – A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening. *Precambrian Res.* 1 : 179-198.
- BURKE, K. C.; DEWEY, J. F. (1973) – An outline of precambrian plate development. IN: *Implication of Continental Drift to the Earth Science 2* (Ed. Tarling, D. H.; Runcorn, S. K.) : 1035-1045. Academic Press, London.
- CAHEN, L.; SNELLING, N. J. (1966) – *The geochronology of equatorial Africa*. Norte-Holland Pub. Co., Amsterdam.
- CLIFFORD, T. N. (1968) – Radiometric dating and the silurian Geology of Africa. IN: *Radiometric Dating for Geologist* (Ed. Hamilton, E. I.; Farguhar, R. M.) : 299-416. Interscience Publ., London.
- CLIFFORD, T. N. (1970) – The structural framework of Africa. IN: *African Magmatism and Tectonics* (Ed. Clifford, T. N.; Gass, I. G.) : 1-26. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- CONDIE, K. C. (1973) – Archaean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 : 2981-2992.
- CORDANI, U. G. (1973) – Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. *Tese. Inst. Geoc. USP.* São Paulo.
- CORDANI, U. G. (1978) – Comentários filosóficos sobre a evolução geológica pré-cambriana. Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia. *Publ. Esp.* 3 : 33-43.
- CORDANI, U. G. e BITTENCOURT, I. (1967) – Determinação de idade de potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. *An. XXI Congr. Bras. Geol. Curitiba*, 218-233.
- CORDANI, U. G.; HASUI, Y. (1975) – Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha de Goiás. IN: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás SD-22* : 85-94. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília.
- CORDANI, U. G.; IYER, S. S. (1976) – Evolução geológica dos granulitos arqueanos da região de Mutuípe-BA. Soc. Bras. Geol., *Resumos do XXIX Congr. Bras. Geol.*, Ouro Preto (MG).
- CORDANI, U. G.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. (1973) – the precambrian evolution of South America. *Geol. Rundschau* 62 : 309-317.
- CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. (1973) – Orogêneses superpôsees dans le precambrian du Brésil sud-oriental (État de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.* 3 (1) : 1-22, São Paulo.
- COSTA, L. A. M. e ANGEIRAS, A. G. (1971) – Geosynclinal Evolution in the Epi-Baykalian Platform of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 60 (2) : 1024-1050.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U. G. (1969) – Ages Pb/U, Sr/Rb e Ar/K de formações métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annal. Soc. Geol. Belgique*, 92 : 271-283.
- DOLGINOV, Y. E. A.; MORALOV, V. M.; PONIKAROV, V. P. (1973) – Types of early precambrian structures. *Geotectonic*, 4 : 64-69.
- EBERT, H. (1956) – Beitrag zur Gliederung des Prakambrius in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, 45 (3) : 471-521.
- EBERT, H. (1957) – A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais. DNPM, *Relat. An. Div. Geol. Min.* : 97-107 e 136-137.
- EBERT, H. (1968) – Ocorrência da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 40 (Supl.): 215-229, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. (1971) – Os Paraíbaes entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxaides. Soc. Bras. Geol., Núcleo de São Paulo, *Bol. Esp.* 1 (Res. das Comunic. do XXV Congr. Bras. Geol.) : 177-178, São Paulo.
- ENGEL, A. E. J.; KELM, D. L. (1972) – Pre-permian global tectonics: a geological test. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83 : 2325-2340.
- FERRARI, P. G. e BRANDAZILE, L. A. (1971) – *Projeto Folha do Rio de Janeiro: geologia do médio Rio Grande (MG)*. DNPM/CPRM, Relatório. Inédito.
- FIORI, A. P.; WERNICK, E. e BETTENCOURT, J. S. (1978) – Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 1 309-320, Recife.
- FIORI, A. P. e CHOUDHURI, A. (1979) – Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos miomatos de Serrania e Machado (MG). *An. 2º Simp. Geol. Reg., Soc. Bras. Geol.*, Núcleo de São Paulo (no prelo).
- FYFE, W. S. (1974) – Archaen Tectonics. *Nature*, 249 : 338.
- FYFE, W. S.; LEONARDOS JR., O. H. (1974) – Ancient metamorphic-migmatitic belts of the brazilian atlantic coast: the African connection. *Rev. Bras. Geoc.*, 4 (4) : 247-251.
- GIRARDI, V. A. V. (1976) – Geologia e petrologia do complexo básico ultrabásico de Pien (PR). *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (2) : 109-124.
- GIRARDI, V. A. V.; CORDANI, U. G.; CANDIDO, A.; MELFI, A. J. e KAWASHITA, K. (1974) – Geocronologia do complexo ultrabásico pré-brasiliano da região de Pien (PR). *An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 6 : 245-252. Porto Alegre.
- GLICKSON, A. Y. (1970) – Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian systems. *Tectonophysics*, 9 : 397-433.
- GLICKSON, A. Y. (1971) – Primitive archaean element distribution patterns: chemical evidences and geotectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12 : 309-320.
- GLICKSON, A. Y. (1972) – Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nucleit of sodic granit. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 83 : 3323-3344.
- GLICKSON, A. Y. (1976) – Archaean to Early Proterozoic shield elements: relevance of plate tectonics. *Geol. As. of Canada. Spec. Paper*, 14 : 489-516.
- GLICKSON, A. Y. (1977) – Earliest Precambrian ultramorphic-mafic volcanic rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria? Comment and Reply. *Geology (Forum)* : 68-71.
- GLICKSON, A. Y. e LAMBERT, I. B. (1973) – Relation in space and time between major Precambrian shield units: an interpretation of Western Australia date. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20 : 395-403.
- GLICKSON, A. Y. e LAMBERT, I. B. (1976) – Vertical zonation and tetrogenesis fo the Early Precambrian crust in western Australia. *Tectonophysics*, 30 : 55-89.
- GOODWIN, A. M. (1977) – Archaean basin-Craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Can. J. Earth Science*, 14 (12) : 2737-2759.
- GOODWIN, A. M. e RIDLER, R. H. (1970) – The abitibi orogenic belt. *Geol. Surv. Canada Paper*, 70/40 : 1-30.
- GOODWIN, A. M. (1974) – Precambrian belts, plumes and shield development. *A. J. Sci.*, 274 : 987-1028.
- GUIMARÃES, D. (1956) – Os charnockitos de Espírito Santo. *Inst. Tecn. Ind., Bol.* 23, Belo Horizonte.
- HARGRAVES, R. B. (1976) – Precambrian geological history. *Science*, 193 : 363-371.
- HART, S. R.; BROOKS, C.; KROGH, T. E.; DAVIES, G. L. e NAVA, D. (1970) – Ancient and modern volcanic rocks: a traca element model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10 : 17-28.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de (1970) – Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19 (1) : 5-26. São Paulo.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. (1975) – The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.* 5 (4) : 257-266. São Paulo.
- HASUI, Y. e HAMA, M. (1972) – Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. *Rev. Bras. Geoc.*, 2 (1) : 18-24.
- HASUI, Y. e SADOWSKY, G. R. (1976) – Evolução geológica do Pré-Cambriano da Região Sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (3) : 182-200.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de; NEVES, B. B. B. de (1978) – As Estruturas Brasilianas. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 6 : 2423-2437.
- HASUI, Y.; SADOWSKY, G. R.; CARNEIRO, C. R. (1978) – A zona marinal sul do Craton do São Francisco. Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, *Publ. Esp.* 3 : 205-215.
- HOLMES, A. (1951) – The sequence of Precambrianorogenic belts in South and Central Africa. *18th Internat. Geol. Congr.*, 14 ± 254-269.
- HURLEY, P. M. (1973) – On the origin of 450 - 200 m.y. orogenic belts. IN: *Implication of Continental Drift to the Earth Science*, 2 (Ed. Tarling, D. H.; Runcorn, S. K.) : 1066-1068. Academic Press, London.

- KATZ, M. B. (1974) – Paired metamorphic belts in precambrian granulite rocks in the Goewanaland. *Geology* 2 (5) : 237-241.
- KRONER, A. (1977-a) – The precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction. *Precambry. Research*, 4 : 163-213.
- KRONER, A. (1977-b) – Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa – ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40 : 101-135.
- LEONARDOS JR., O. H.; FYFE, W. S. (1974) – Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Miner. Petrol.*, 46 : 201-214.
- MCGREGOR, A. M. (1951) – Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Geol. Soc. S. Africa. Proc.*, 54 : XXVII-LXXI.
- MARINI, O. J.; DARDENNE, M.; FUCK, R. A. e FARIA, A. (1976) – Projeto Serra Dourada. *An. XXIX Congr. Bras. Geol. (Bol. dos Resumos das Comunicações)* : 29, Ouro Preto (MG).
- MARTIN, H.; PORADA, H. (1977) – The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I – Discussion of geodynamic models. *Precambrian Res.*, 5 : 311-338. II – Discussion of relationships with the Pan-African mobile belts systems. *Precambrian Res.*, 5 : 339-357.
- MINIOLI, B. (1972) – Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha (SC). *Tese. Inst. Geoc. USP. São Paulo.*
- MOORBATH, S. (1976) – Age and isotopic constraint for the evolution of the Archaean crust. IN: *The early history of the earth.* (Ed. B. F. Windley). John Wiley & Sons. London, XXX : 351-360.
- MURATOV, M. V. (1977) – *The origin of continents and ocean basins.* Min. Publ. Moscou. (Tradução do russo por A. Agranat).
- MYASHIRO, A. (1961) – Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrology*, 2 : 277-311.
- NARDI, L. e HARTMANN, L. A. (1979) – *O complexo granulítico de Santa Maria Chico do Escudo Sulriograndense.* XIII Semana de Estudos Geológicos do Rio Grande do Sul. Texto mimeografado.
- OLIVEIRA, M. A. F. de (1973) – Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 3 (3) : 257-278. São Paulo.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; ALVES, F. R. (1974) – Geologia e petrologia da região de Caconde (SP). *Soc. Bras. Geol., An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 5 : 133-143. Porto Alegre.
- OLIVEIRA, M. A. F. de; ALVES, F. R. (1976) – Wollastonita em associações cálcicas da facies granulito, Caconde (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1) : 43-52.
- PEDREIRA, A. J.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J. R.; MASCARENHAS, J. F. (1978) – Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Craton do São Francisco. *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Publ. Esp.* 3 : 67-137.
- PENALVA, F. e WERNICK, E. (1973) – Compartimentação tectônica em parte do pré-cambriano paulista. *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia. Bol. Esp. 1 (Resumo das Comunicações do XXVII Congr. Bras. Geol.)* : 128-129, Aracaju.
- PIPER, J. D. A. (1974) – Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements. *Nature*, 251 : 381-384.
- RAMBERG, H. (1964) – A model for the evolution of continents, ocean and orogens. *Tectonophysics*, 1 : 159-174.
- RODRIGES, J. E. (1976) – O Falhamento Transcorrente de Jacutinga (SP). I. G., USP. *Tese.*
- ROSIER, G. F. (1957) – A geologia da Serra do Mar, entre os Picos de Maria Comprida e do Desengano. *D.N.P.M. – Div. Geol. Min.*, Bol. 166, Rio de Janeiro.
- ROSIER, G. F. (1965) – Pesquisas geológicas na parte oriental do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. *D.N.P.M. – Div. Geol. Min.*, Bol. 222, Rio de Janeiro.
- SHACKLETON, R. M. (1969) – Displacement within continents. IN: *Time and place in orogeny* (Ed. Satterthwaite, G. E.; Spencer, A. M.). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 3 : 1-7.
- SHACKLETON, R. M. (1973) – Correlation of structures across precambrian orogenic belts in Africa. IN: *Implication of continental Drift to the Earth Science*, 2 (Ed. Tarling, D. H.; Runcorn, S. K.): 1091-1095 Academic Press, London.
- SIGHINOLFI, G. P. (1971) – Investigation in deep crustal level: fracturing effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 35 : 1005-1021.
- SILVA FILHO, M. A. da (1974) – Os kinzigitos do extremo sul da Bahia, sua origem e posição estratigráfica relativa. *Soc. Bras. Geol., An. XXVIII Congr. Bras. Geol.*, 4 : 159-164, Porto Alegre.
- SOARES, P. C. (Coordenador) (1976) – *Projeto Caldas II*, Relatório Final. Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.
- SRENSEN, J. B.; GROCOTT, J.; KORSTGARD, J. A.; NASH, D.; WATTERSON, XXX J. (1975) – Tectonic Implication of Precambrian shear belts in western Greenland. *Nature*, 254 (5501) : 566-569.
- STILLE, H. (1936) – Tektonik Beziehungen Zwischen Nordamerika und Europa. XXVI int. Geol. Congr., 1933, Washington: 829-838.
- STORMER JR., J. C. (1973) – The composition of sapphirine from Salvador-Bahia, and condition of its formation. *Rev. Bras. Geoc.* 3 (2) : 192-200, São Paulo.
- SUTTON, J. (1963) – Long-term cycles in the evolution of the continents. *Nature*. 198:731-735.
- SUTTON, J. (1971) – Some development in the crust. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.*, 3 : 1-10. Canberra.
- SUTTON, J.; WATSON, J. V. (1974) – Tectonic evolution of continents in early proterozoic times. *Nature*, 274 : 433-435.
- TEIXEIRA, A. N. (1978) – Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro. Fortaleza de Minas, MG. *Tese. Departamento de Geociências. Univ. Nac. de Brasília*, 202 pp.
- WERNICK, E. (1967) – A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo. *Tese. F.F.C.L. de Rio Claro. São Paulo.*
- WERNICK, E. (1972) – Sobre a ocorrência de rochas calco-silicáticas nas proximidades de Duas Pontes, Município de Arcadas, leste do Estado de São Paulo. *Ciência e Cultura*, 24 (4) : 358-367.
- WERNICK, E. (Coordenador) (1977) – *Projeto Ouro Fino*, Relatório Final Convênio D.N.P.M./F.F.C.L. de Rio Claro.
- WERNICK, E. (1978-a) – Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (3) : 206-216.
- WERNICK, E. (1978-b) – Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé (SP) e (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50 (3) : 337-352.
- WERNICK, E. (1979) – Arqueano no Brasil: tentativa de uma síntese. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 5 (2) : 287-310.
- WERNICK, E.; PENALVA, F.; KAWASHITA, K. (1975) – Complexos básicos-ultrabásicos pré-cambrianos do Brasil. *An. II Congr. Ibero Amer. Geol. Econ.* 4 : 425-438, Buenos Aires.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1973) – As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (SP). *Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Bol. 1 (Resumo das Comunicações do XXVII Congr. Bras. Geol.)* : 116-117.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. (1978) – Contribuição ao conhecimento das rochas granitoides do sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 8 (4) : 113-133.
- WERNICK, E.; PENALVA, F. (1979) – Contribuição à geologia do Grupo Pinhal. *An. Acad. Bras. Ciênc. (no prelo).*
- WERNICK, E.; ALMEIDA, F. F. M. de (1979) – The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. *Precambrian Res.*, 8 : 1-17.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B. B. de (1978) – As regiões de dobramento Nordeste e Sudeste. *An. XXX Congr. Bras. Geol.* 6 : 2493-3507, Recife.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M. A. F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. e DELHAL J. (1976) – Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6 (1) : 125-135, São Paulo.
- WERNICK, E.; HERVÉ, F.; JRAMILLO, J. M. e CAMINOS, R. (1979) – América do Sul: um exemplo de predomínio de regeneração da crosta silícea sobre acreção lateral. *An. II Congr. Geol. Chileno (no prelo)*, Arica.
- WILLIAMS, H. R. (1971) – African Archaean mobile belts and granite-greenstone terrain. *Nature*, 266 : 163-164.
- WINDLEY, B. F. (1973) – Crustal development in the Precambrian. *Roy. Soc. Lond., Phil. Trans.*, Ser. A. 273 : 515-581.
- WINDLEY, B. F.; BRIDGWATER, D. (1971) – The evolution of archaean low and high-grade terrains. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.* 3 : 33-36.
- WYNNE-EDWARDS, H. R.; GREGORY, A. F.; HAY, P. W.; GIOVANELLA, C. A. e REINHARDT, E. W. (1966) – Mont Laurier and Kempt Lake map-area (311 and 310) : *Canada Geol. Survey Paper* 66-33 : 1-32.

O DENOMINADO "CRATON DO SÃO FRANCISCO" A SUA "FAIXA ARAÇUAÍ" E A EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO BRASIL

Oscar Paulo G. Braun
Milton Brand Baptista
CPRM

The preliminary meeting of the symposium on the São Francisco Craton has established goals and made recommendations to be followed by ad hoc regional committees. Some of those aims have been entirely reached, while others are still in progress. During that meeting, the authors have expressed ideas and interpretations as a result of a short-lived phase of study in the preparation of the new geological map of Brasil. Nowadays, further advanced investigations no longer give support to thoughts and interpretations there announced by the authors. Main corrections regard to the boundaries and stratigraphic position of the Macaúbas Formation, the limits of the Bambuí Group, the definition of the Araxá, Canastra and Ibiá units, and the lithologic sequences of the Espinhaço. As a matter of fact, Macaúbas Formation should be distinguished from the Jequitaiá Conglomerates of the Bambuí Group, because it is certainly pré-Bambuí, intimately related to the Espinhaço folding system ("Minas Series"), and probably correlated to the Ibiá Formation. The structural synthesis of Brasil, based on the interpretation of about 3.000 radiometric ages shows neatly almost all the northeast, southeast, south and part of the central-western regions of Brasil (the Atlantic Province) as being affected by the variable tectonic mobility of the named Brazilian Tectonic Cycle; on the opposite, the Amazon region and the northern position of the state of Mato Grosso as well, have remained stable and cohesive during the tectonic activities of the Brazilian Cycle. Exceptions are very limited fault zones in Rondônia and interstream of the Tocantins and Xingu rivers. The named Araçuaí fold belt is still doubtfully assumed as a tectonic entity of the Brazilian Cycle. On the other hand, faults which bound this belt along both eastern and western margins of the Espinhaço, seem to prolong northward to form the Vale do Paramirim mobile belt (according to Cordani) and apparently have been tectonic active during the Brazilian Cycle. Stable areas within the Atlantic Province actually exist but are too small as compared with the whole unstable areas and, as such, to be considered as craton ("a tectonic entity of broader order").

"Não é a opinião ou experiência de um autor que pode impor um conceito à ciência e sim os argumentos e provas de que se dispõe, discutidos de maneira clara e inofensível".

DJALMA GUIMARÃES, 1966
em "Contribuição ao Estudo do Polimetamorfismo da Série Minas".

INTRODUÇÃO

Na ocasião da realização da "Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais", em agosto de 1977, encontrávamos-nos em pleno afã de discriminar, analisar e compor os dados estruturais do Brasil, em escalas de síntese continental, visando a atualização do "Mapa Geológico do Brasil" e o planejamento do programa nacional de mapeamento geológico.

O trabalho que apresentamos naquela ocasião (Braun & Baptista 1978) procurou sintetizar as informações que havíamos reunido e interpretado até então, sobre as regiões sudeste e centro-oeste, assim como discutir as interpretações e diagnosticar as principais influências discriminatórias, que vêm prejudicando um tratamento mais imparcial da Geologia do Brasil.

Resultando de uma fase transitória de nossos estudos, algumas idéias não foram claramente expostas ou deixaram margem a equívocas interpretações, enquanto algumas críticas parece-

ram muito severas e algumas concusões, um tanto precipitadas. A crítica de nossos colegas alertou-nos para essas circunstâncias, ao mesmo tempo em que a evolução dos nossos estudos e a verificação de algumas idéias, pôde corrigir possíveis equívocos.

Na divisão de tarefas entre os membros das comissões, organizadoras, nas conclusões e recomendações da Reunião Preparatória, coube-nos desenvolver e coordenar estudos na área abrangida pela denominada "Faixa Araçuaí", onde foi recomendado que se desse preferência a investigações em onze frentes distintas, discriminadas nas páginas 439 e 440 dos respectivos anais.

Em consequência, porém, dos nossos afazeres submissos aos programas empresariais e governamentais, não foi possível desenvolver satisfatoriamente os estudos em todas as frentes propostas, da mesma forma que as mesas redondas pretendidas não puderam ser realizadas. Isto, todavia, não impediu que

acompanhássemos os trabalhos desenvolvidos na área e debatêssemos, sempre que oportuno, os problemas em pauta.

Assim, alguns problemas, como os limites do Grupo Bambuí e da formação Macaúbas, correlações entre o Quadrilátero Ferrífero e as áreas limítrofes, etc., parece que estão quase totalmente solucionados ou, pelo menos, bem encaminhados.

Tentaremos relatar, o mais concisamente possível, os resultados obtidos, abordando primeiramente alguns conceitos formulados na reunião preparatória, em seguida as controvérsias do trabalho por nós apresentado naquela ocasião e, finalmente algumas novas considerações sobre o assunto em questão.

É preciso, antes de mais nada, esclarecermos que as dúvidas que temos levantado sobre o conceito do “Craton do São Francisco” e nossas discussões sobre as interpretações geológicas e sobre a reconstrução da evolução tectônica dessa região, são consequência natural da adoção de filosofias ou procedimentos científicos um tanto diferentes, não sendo, como pode enganosamente transparecer, um combate pessoal a uma determinada idéia ou hipótese.

A conceituação do “Craton do São Francisco” resulta de um procedimento científico que, ao nosso ver, é típico do campo da engenharia e muito usual principalmente nas escolas francesa e norte-americana, e que consiste no uso de modelos experimentais. Este procedimento, pode levar fatalmente a uma discriminação das evidências, desprezando-se sempre as que discordam da idéia adotada. Como as evidências geológicas constituem-se grandemente em observações de campo e resultados de laboratório, constatados subjetivamente, a pré-seleção, mesmo involuntária, dessas observações, pode escamotear totalmente as verdadeiras evidências.

Essas circunstâncias parecem-nos peculiar a muitos trabalhos de geocronologia, em que há nitidamente uma seleção, entre o que denominam “boas e más datações”, isto é, aquelas que servem a proposição do pesquisador e aquelas que não servem.

Embora a experimentação seja uma das essências do procedimento científico e por isso, não possamos prescindir das hipóteses e das construções experimentais, preferimos usar um encaminhamento mais analítico e dedutivo, fazendo com que as informações espontaneamente comecem a nos mostrar opções de interpretação, que nos permitam reconstruir o quadro evolutivo. Então passamos a compará-las com outras situações já exaustivamente comprovadas, para descobrimos e encaixarmos as poucas peças que nos faltarem.

Ao invés de calcarmos um modelo, usamos a comparação com diversas situações geológicas conhecidas. Isto que pode parecer, a mesma coisa, não o é para nós todavia, pois o modelo, dentro do seu real significado etimológico, implica em criação, manipulação e cópia, três coisas que podem implicar, mesmo inconscientemente em arbitrariedade e dogmatismo. Este é o nosso sentimento dentro da filosofia de trabalho que adotamos.

Achamos que essa filosofia nos permite rever com mais freqüência e liberdade nossas idéias, evitando sermos levados a recorrer a sofisma ou discriminações convenientes.

Esses recursos, mesmo involuntariamente usados, parecem-nos materializados em certos raciocínios por nós combatidos e que continuaram freqüentes em trabalhos apresentados em alguns dos últimos conclave geológicos, dos quais podemos recordar dois exemplos: Na descrição de ocorrências de rochas ferríferas bandadas, associadas à anfíbolitos, calcários, quartzitos e gnaisses, na região de Guanhões, em Minas Gerais (Borges et al., 1972), os autores concluem que a possível se-

qüência é metassedimentar e que um dos lados é a base. Arguidos sobre as evidências dessa conclusão, confessaram não as ter e que basearam-se no que denominaram singelamente de “aspectos de campo”. Da mesma forma, em um trabalho sobre a Estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, Minas Gerais (N. A. Teixeira e J. C. M. Danni, 1978) é apontada uma grande inversão estrutural (*nappe de charriage*), cuja única evidência é que camadas de calcário e calcipelitos sobrepõem diretamente gnaisses e migmatitos e sotopõem-se a quartzitos, posição esta que, segundo os autores não deveria ocorrer naturalmente, isto é, os quartzitos devem sempre estar na base (!?).

Evidente também se torna o fato nas discussões de F.F.M. de Almeida e U. C. Cordani (Anais da Reunião Preparatória) a respeito dos limites e divisões do “Craton do São Francisco”. O critério usado por Almeida para definir o limite ocidental, ao longo de uma estrutura rígida, como o é a falha de São Domingos (vide mais adiante), não lhe serve para comprovar a ampla faixa móvel, com movimentos oblíquos, e dobramentos associados, entre o Vale de Santo Onofre e Gentio do Ouro (fig. 3). Faixa esta que separa nitidamente duas áreas aparentemente menos deformadas, por serem mais estáveis, mais rígidas ou mais coesas.

A defesa radical e até mesmo irracional de determinadas idéias, tem levado a Geologia do Brasil a verdadeiros impasses, que impedem o avanço do conhecimento ou o necessário esclarecimento de alguns problemas. O Simpósio é pois uma reunião de pesquisadores, envolvidos na busca de soluções para os mesmos problemas e nada há de desmerecedor no recuo de idéias, na mudança de opinião ou na aceitação de novos conceitos, mesmo que opostos aos nossos, se os argumentos forem convincentes.

Creemos no entanto, que uma reunião científica, como soem ser os Simpósios, deverá objetivar diretamente o esclarecimento e a busca da verdade, e não a defesa de brios profissionais ou de teses individualísticas. Em Ciência discute-se idéias, hipóteses, interpretações, observações, conclusões, etc., porém, não se disputam posições políticas (ou pelo menos não se deveria disputar), e comprometimentos sócio-profissionais ou *status* profissional. A preocupação em fazer prevalecer uma idéia, acabará por levar as argumentações a sofismas e mistificações, que desviarão o caminho da verdade, não se permitindo chegar aos objetivos desejados.

É importante que partamos dessas reuniões com diretrizes para nossas pesquisas e com algum consenso, naturalmente advindo da reunião de fatos e interpretações de todos os componentes. O Simpósio é que deverá sair vitorioso e não um ou outro participante.

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Tudo isto faz-nos meditar sobre as tácitas afirmações (preferiríamos que fossem apenas proposições) estampadas como definição básica do “Craton do São Francisco” e ponto de partida para todas as explicações sobre sua evolução: “... uma entidade geotectônica de maior ordem ... Faixas de dobramentos desenvolveram-se durante a evolução dos geossinclíneos dispostos às bordas do craton no Ciclo Brasileiro, durante a segunda metade do Pré-Cambriano Superior . . . A tectogênese brasileira desenvolveu nesses geossinclíneos, dobramentos holomórficos e falhamentos inversos, denotando acentuada vergência em direção ao ante-país cratônico e deformou-as bordas de sua cobertura. Sistema de falhas marginais e, na falta deles, zonas de transição dos dobramentos holomórficos para os

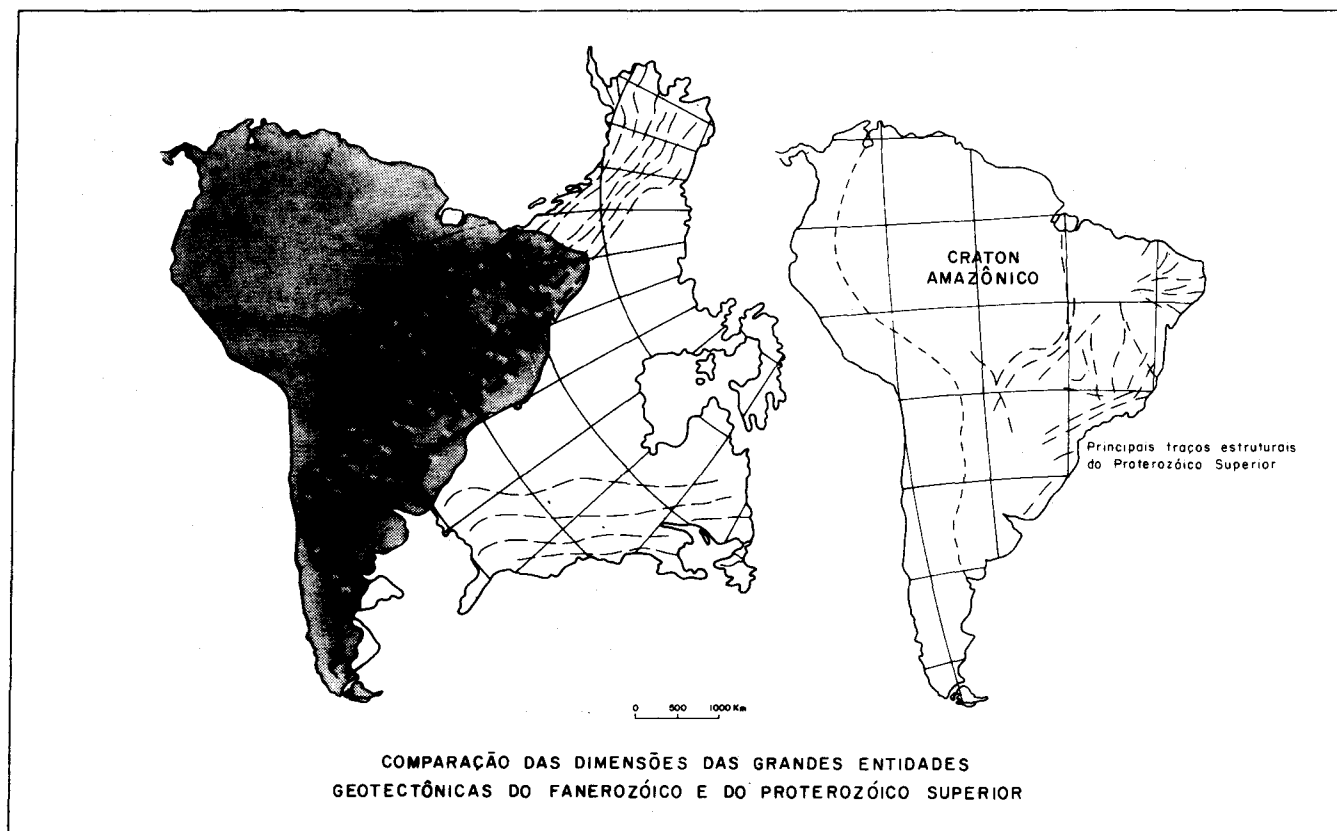


Figura 1

de natureza plataformal, permitem traçar-se a maior parte dos limites do Craton”.

Não poderia ser mais precisa a definição, enquadrando em justos limites de espaço e tempo a paisagem tectônica da parte oriental do Brasil.

Os termos geotectônico e geossinclíneo já exprimem a ordem de grandeza do que se está definindo, isto é, na escala planetária ou na grandeza continental.

Geossinclinal é um termo criado por Dana, em 1873, dentro do conceito de Hall (1857), para qualificar as imensas depressões de sedimentação paleozóica, posteriormente deformadas, que ocupavam as margens dos continentes. A idéia foi ligeiramente modificada por Haug, em 1900, que estendeu o termo a toda área subsidente entre dois continentes; Stille, em 1936, definiu-os em relação as áreas continentais (mais estáveis) as quais aplicou o termo craton, derivado de *Kratogen*, de Kober (1921). Stille criou os termos órtogeossinclinal e parageossinclinal, para significar respectivamente as depressões situadas à margem do craton e sobre o craton.

Kay (1944 e 1951) criou outros derivados do termo para tentar classificar todas as situações semelhantes possíveis, incluindo seu tafrogeossinclíneo para depressões condicionadas a falhamentos normais (praticamente o mesmo que aulacógeno); a partir do que, os geólogos da Petrobrás (1978) passaram a classificar assim as bacias do Nordeste do Brasil.

Finalmente Aboim nas suas descrições da evolução dos geossinclinais (1959, 1961) procurou mostrar que esse termo exprime mais um conceito histórico do que geométrico.

Talvez em razão de executarem mais trabalhos distritais do que regionais, os geólogos brasileiros perderam completamente a noção da escala dessas situações geológicas e passaram a subs-

tituir os termos bacia, fossa tectônica, *graben*, etc., por geossinclinal. Assim o pequeno fragmento de bacia sedimentar, com cerca de cinquenta quilômetros de lado, no sul da Bahia, passou à nobre categoria de “Geossinclinal do Rio Pardo” (1978). Nessa altura, bacias como a de Taubaté (SP), com semelhantes dimensões, ou qualquer remanescente isolado de seqüências metamórficas, como muitos dispersos nas áreas pré-cambrianas, poderiam constituir miríades de geossinclinais. Os próprios cratons definidos na África do Sul, em nossa opinião, têm mais as dimensões de maciços medianos.

Se resolvermos analisar a Geologia do Brasil sob uma visão geotectônica, teremos que nos manter nesta escala de interpretação, senão acabaremos confundindo particularidades com generalidades e não chegaremos a resultado algum. Se o “Craton do São Francisco” pretende ser classificado com uma “entidade geotectônica de maior grandeza”, então teremos que interpretá-lo dentro das dimensões continentais das atuais placas, geossinclíneos e zonas ou cinturões orogênicos. Nesse caso rogamos atenção para a figura 1, onde comparamos a zona orogênica das Montanhas Rochosas à toda região abrangida pelo “Craton de São Francisco” e suas “faixas de dobramento”. No interior de zonas orogênicas, como essa, ou como o Himalaia, ocorrem pequenos blocos mais rígidos, em profundidade que se refletem à superfície por menor intensidade de dobramentos. Os dois blocos mais rígidos, de São Francisco e de Salvador (seg. Cordani — 1977) são de grandezas perfeitamente comparáveis às áreas mais rígidas no interior das grandes zonas orogênicas fanerozóicas.

Nunca podemos nos esquecer que estamos estudando as raízes de zonas orogênicas pré-cambrianas, pois a super-estrutura equivalente às atuais grandes cordilheiras, já foi destruída pela erosão de quatrocentos milhões de anos.

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

Movimentos de pequena monta no embasamento, podem provocar às vezes grandes translações nas camadas superiores; assim sendo, não sabemos se as áreas hoje reconhecidas como rígidas apresentariam claramente este aspecto em, pelo menos, três mil metros de crosta acima do nível topográfico atual. Note-se que essa reconstituição é exigida dentro do raciocínio de Almeida, para considerar a margem Sudeste do seu craton como uma “faixa de dobramentos brasileiros”, desenvolvidos sobre os “geossinclíneos dispostos às bordas do craton”.

Usando a comparação da figura 1, podemos demonstrar que em uma visão geotectônica, todas as regiões Nordeste, Sudeste e Sul, incluindo o estado de Goiás, poderiam constituir parte de uma zona orogênica à margem do “Craton Amazônico”, como sugerimos em 1977.

Nessas considerações conceituais, uma outra parte que achamos importante salientar é que, em se tratando de craton, geossinclíneos, faixas de dobramentos, cinturões móveis, etc., a nossa abordagem é genética, isto é, paleogeográfica. Assim sendo, os limites do craton deverão ser identificados ou descobertos, e não convencidos, como sugere Almeida nos debates da reunião preparatória.

Dessa forma a definição do craton dependerá muito mais da identificação, datação e delimitação dos “geossinclinais” e “faixas de dobramentos”, do que do reconhecimento da existência de uma área de características rígidas.

Naquela reunião preparatória de 1977, explicou-nos o prof. Almeida que a subcomissão da Carta Tectônica do Mundo resolveu adotar o termo craton para as estruturas pré-brasileanas ou pré-assínticas, enquanto que as áreas mais estáveis do Fanerozóico chamar-se-iam plataformas. Isto con-

tudo, não retira do conceito de craton a ordem de grandeza continental e nem poderia retirar, pois, senão cair-se-ia em uma completa descaracterização do termo, que fa-lo-ia sem sentido geotectônico. Vejam bem: Se uma bacia, nas dimensões da do Rio Pardo, puder ser considerada como um geossinclíneo, então qualquer área nas mesmas dimensões e constituídas de maneira coesa por rochas antigas, poderá ser considerada como craton. Assim inúmeros cratons poderão ser reconhecidos dentro das próprias “faixas de dobramento brasileiros”. (ou seriam esses os “mini-maçiços” medianos?).

Outra situação que tem resultado em intermináveis polêmicas é o uso de datações radiométricas em granitos, para determinar a idade das rochas associadas. Além de muitas vezes as relações com os granitos serem problemáticas, como acontece com os “domos manteados”, tipo Bação, Serra da Mesa, etc., a história geológica de um granito é sempre complexa, como se refere Augustitis (1973), dizendo que o granito é sempre uma rocha alóctone, cuja fusão se deu em um lugar, a solidificação em outro e a estabilização em um terceiro. Estabilização esta, nunca completa, haja visto os rearranjos composicionais e processos metassomáticos que sofre, sob qualquer perturbação tectônica e mesmo durante a epirogênese.

A medida em que se estão repetindo datações sobre inúmeros granitos brasileiros, em novas amostras, principalmente sobre variações composicionais, começam eles a “envelhecer”, o que, aliás, está ocorrendo com quase todo o Pré-Cambriano do Brasil. Esse “envelhecimento” ficou bem claro nos trabalhos do Congresso de Recife e do Simpósio de Diamantina. Neste último vimos o prof. Pflug demonstrar que todo o grande evento tectônico responsável pelo dobramento e metamorfismo do Espinhaço, foi pré-brasileano, no que concordou plenamente o prof. Benjamin Bley, vindo a confirmar o que dissemos na Reunião Preparatória de Salvador (1977).

A crítica feita por Pericon (1978) sobre o contato de empurrão Canastra/BambuÍ e as revisões que fizemos no Simpósio de Diamantina, parecem começar a modificar sensivelmente os conceitos estruturais da tectônica pós-BambuÍ, mesmo onde parece ter sido ela mais profunda. Da mesma forma, as idéias expostas por Almeida, no Congresso de Recife (1978) já deixam perceber certa preocupação com a aparente simplicidade da evolução tectônica dessa grande região.

ALGUNS COMENTÁRIOS ADICIONAIS SOBRE AS REGIÕES SUDESTE E CENTRO OESTE

No trabalho que apresentamos na Reunião Preparatória de Salvador (1977) procuramos fazer uma análise crítica de toda a Geologia da região em apreço, tentando chamar a atenção principalmente para os pontos equívocos, que tomados como verdade, serviam de suporte às argumentações para a definição do Craton do São Francisco.

Essa preocupação em mostrar as dúvidas e os equívocos, parece ter tornado o nosso trabalho excessivamente severo e acre nas críticas, o que o fez ser taxado de destrutivo, por alguns colegas. Entretanto, esse aspecto destrutivo é necessário para despertar o pesquisador para pontos que pareciam perfeitamente solucionados, por se ocultarem sob um sofisma ou, pela solução apresentada basear-se em conceitos obsoletos.

Das nossas críticas, as que mais causaram estranheza, foram as dirigidas à Geologia do Quadrilátero Ferrífero de Minas Ge-



Figura 2- Estrutura do Craton Amazônico e sua relação com os sistemas orogênicos limítrofes.

Seg. O. BRAUN - 1973 (PROJETO RORAIMA - Mapeamento Preliminar - DRPM/CPRM).

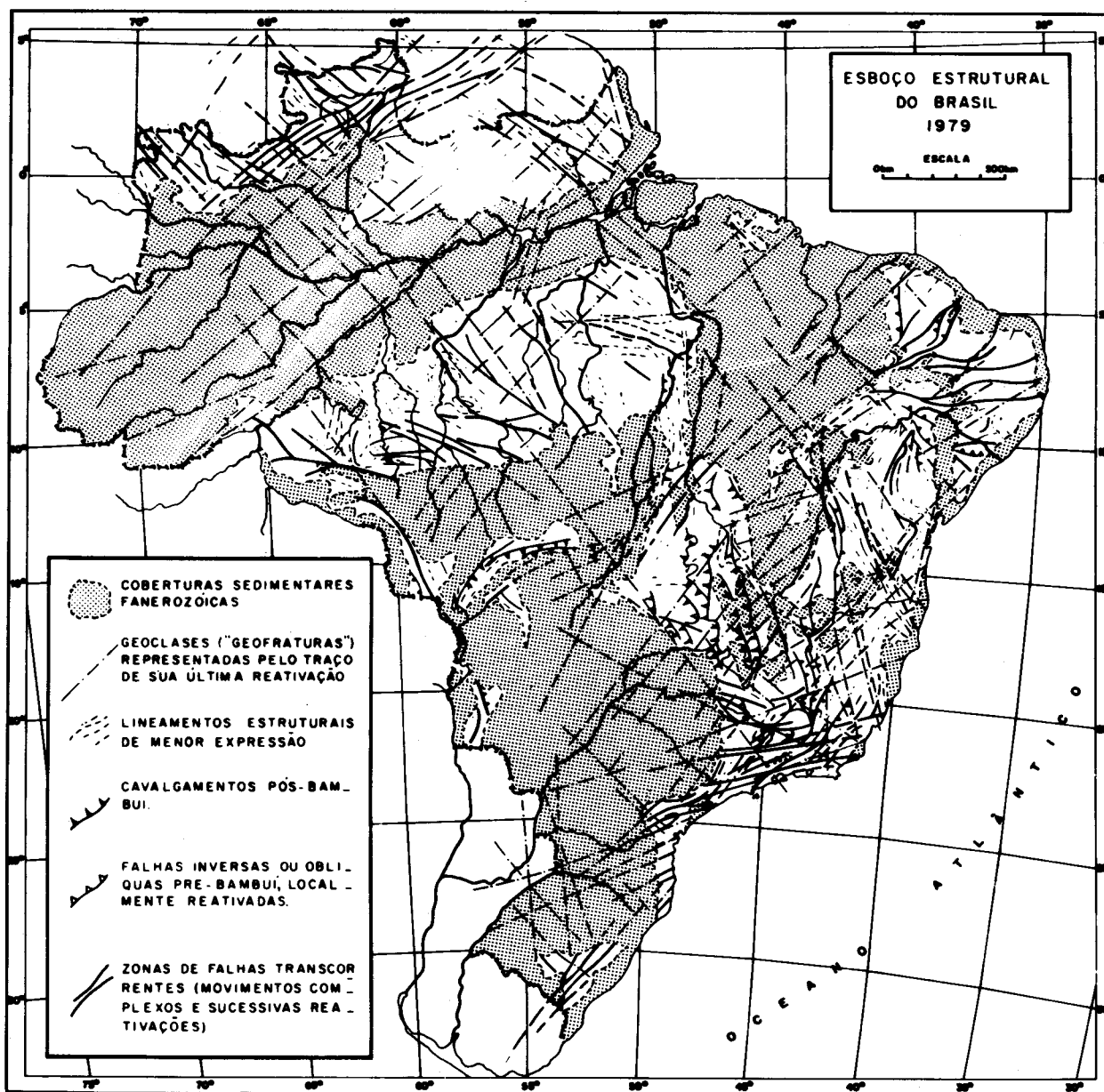


Figura 3

rais.

Encontramo-nos hoje em plena concordância com nossos colegas, achando que somente um mapeamento na mesma ou maior escala daquele do Quadrilátero Ferrífero o poderá substituir, o que é válido também para os nossos mapas. Entretanto isto não deve impedir aos novos pesquisadores de analisarem e criticarem as soluções dadas e os conceitos estabelecidos, pois esses mapas não são infalíveis e os conceitos evoluem. Novas observações sempre trazem mais elementos à interpretação, o que fatalmente levará à necessidade da atualização dos mapas.

Ao criticarmos os mapas do Quadrilátero Ferrífero, vizávamos tão somente demonstrar, que exatamente essa idéia falsa de infalibilidade, é uma das principais razões da infundável polêmica sobre a Geologia do Espinhaço. A "descontinuidade Geológica" entre os dois segmentos meridionais do Espinhaço (nos arredores de Barão do Cocais), não é física, é apenas conceitual.

Nos debates da Reunião Preparatória ficou registrado o es-

panto do prof. Almeida, diante das dúvidas que expusemos sobre as nomenclaturas e relações estratigráficas daqueles mapas.

A questão fundamental por nós levantada naquela ocasião, ficou até agora sem resposta: Como se explicarão as estruturas e a estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, se o imenso pluton granítico que sotopõe e envolve as séries Minas e Rio das Velhas naqueles mapas, tiver que passar a ser considerado como embasamento arqueano remobilizado, como vem sendo demonstrado por vários autores, com base em abundantes informações obtidas recentemente?

Não só nesse distrito mineiro, mas nas demais áreas, o conhecimento geológico vem evoluindo rapidamente. Com isso torna-se necessário ainda que sobre outras questões levantadas naquele nosso trabalho, tenhamos as seguintes considerações:

1) Os trabalhos mais recentes da CPRM (Projeto Pilar-Mara Rosa, 1978) e de outros pesquisadores, vêm mostrando que na região Sudeste de Goiás e Oeste de Minas, onde está

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

mapeado o “Grupo Araxá”, começa a se tornar possível vislumbrar-se uma seqüência estratigráfica que se inicia por (1) plutonitos deformados de composição granodiorítica, associados à hiperstênio-granulitos e rochas ultrabásicas; (2) segue-se um conjunto vulcânico-sedimentar, com quartzitos, calcários, metavulcânicas; (3) terminando localmente com quartzitos e fílitos.

Realmente, como já havíamos observado, na própria área onde foi descrito pela primeira vez o “grupo Araxá”, isto é no Triângulo Mineiro ocorrem esses três conjuntos.

No mapeamento que ali fizemos (1969 e 1970) procuramos restringir o âmbito da unidade aos xistos, que representam a maior parte da seqüência vulcânico-sedimentar; entretanto ainda ficaram incluídas rochas mais antigas xistificadas e diferenciadas, como ultrabásicas e plutônicas. Por outro lado, parte da seqüência vulcânico-sedimentar migmatizada foi incluída no complexo granito-gnaissico inferior.

O conjunto mapeado como Canastra, em grande parte parece representar uma seqüência superior mais quartzítica, porém em muitos lugares, como na própria serra da Canastra, inclui rochas vulcânicas e quartzitos inferiores.

Já a formação Ibiá constitui um nível estratigráfico distinto e, segundo dissemos no Simpósio da Diamantina (Braun & Baptista, 1979), é muito sugestiva sua correlação com a formação Macaúbas da Serra do Catuni, em Minas Gerais.

Assim sendo, os termos Araxá e Canastra, continuam sem precisão estratigráfica, pois englobam unidades litológicas comuns e de diversos andares estratigráficos ao mesmo tempo. Seria assim melhor utilizá-los como complexos ou associações.

É este o mesmo problema que apontamos na Reunião Preparatória, (1978) para as unidades Rio das Velhas e Piracicaba do Quadrilátero Ferrífero.

Para evitar confusões no raciocínio, aconselhamos a não utilização desses nomes nas discussões estratigráficas.

2) O Grupo Araxá, em Goiás, foi descrito por Dyer (1969) como constituído por duas formações: Arraias e Traíras. A formação Traíras é parcialmente discordante sobre a formação Arraias, como já apontamos em 1978.

Esta situação estratigráfica assemelha-se a das unidades do Espinhaço, em que a seqüência da Chapada Diamantina (iniciando-se com o quartzito Tombador) ou Espinhaço Superior, coloca-se parcialmente discordante com a seqüência Paraguassu Rio dos Remédios ou Espinhaço Inferior. Semelhante situação também ocorre com a formação Macaúbas da serra do Catuni e a formação Ibiá.

Haveria aí uma perfeita correlação? Cremos que é bem possível e nesse caso a formação Arraias, junto com as metavulcânicas ácidas, talvez correspondesse mais à seqüência inferior do Espinhaço.

3) Nos mapas do “Projeto Três Marias” (DNPM/CPRM – 1977), as rochas pelíticas e as metavulcânicas, tanto as interstratificadas (ácidas e intermediárias) como as intrusivas (básicas) do Espinhaço foram reunidas em uma única unidade litológica. Esta apresentação emprestou um aspecto confuso aos mapas, pois na serra do Cabral é bem distinto um nível mais pelítico, com metassiltitos e fílitos (com marcas de onda e rachaduras de dessecação), que Viveiros & Walde (1976) identificaram como a formação Santa Rita, descrita por Pflug (1968) em idêntica situação no flanco ocidental da serra de Minas (Espinhaço) (Braun & Baptista, 1979).

4) Em nosso trabalho para a Reunião Preparatória, descrevemos a formação Macaúbas como basal do grupo Bambuí

dizendo que ela se interdigitava com os pelitos da formação Paraopeba (pags. 284, 306, 307, 308, 312).

Essa afirmação resultou da utilização de uma nomenclatura equívoca, a partir do trabalho de Moraes & Guimarães (1937), e das nossas observações terem se restringido à região da serra do Cabral e serra de Minas, a sul do paralelo 17°30’.

A partir desse trabalho, foram incluídas na formação Macaúbas: (1) Os conglomerados de Jequitaiá, que se interdigitam com a formação Paraopeba; (2) os metaconglomerados diáctíoides e filoníticos da serra do Catuni, sobre os quais a formação Paraopeba é discordante; e (3) os metaconglomerados da serra Geral, a leste de Mato Verde, que pertencem aos níveis basais do Espinhaço, assim como os mesmos metaconglomerados erguidos por falhas de empurrão a leste de Terra Branca.

Por isso quando nos referimos à formação Macaúbas naquele trabalho, o fazemos em consideração apenas aos conglomerados do tipo Jequitaiá, excluindo-se os demais que devem ser mais antigos do que o Bambuí.

Em todo o bordo ocidental do Espinhaço as camadas da formação Paraopeba (grupo Bambuí) mostram-se francamente discordantes com as rochas do Espinhaço (incluindo os conglomerados Macaúbas), recobrimo indiferentemente as estruturas de falhamento (foto n. 1).

No 1º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, realizado em Diamantina, de 18 a 22 de julho de 1979, apresentamos um trabalho em que procuramos esclarecer este equívoco, assim como discutir as relações entre Espinhaço, Macaúbas e Bambuí. Deste trabalho, reproduzimos aqui os seguintes trechos:

“1) Pelas observações aqui apresentadas, a formação Macaúbas é muito mais velha do que o grupo Bambuí e está intimamente relacionada às seqüências do Espinhaço”;

“2) Com talvez raras exceções, como a representada no corte de Barra do Parafuso-Ladeira do Buriti por Moraes, 1930 (idem), os conglomerados que circundam a serra do Cabral devem pertencer às formações Paraopeba do Grupo Bambuí (principalmente a camada das proximidades de Buenópolis). Da mesma forma que alguns conglomerados decompostos nos contatos com o Macaúbas, nas localidades de Olhos d’Água e Pau d’Óleo”;

“3) Os quartzitos e calcários silicificados que ocorrem, da serra do Catuni até a serra de Palmas, sobrepoem os pefitos Macaúbas”;

“Por fim nos aventuramos a fazer certas correlações mais ousadas, acreditando representar o Macaúbas, assim como o próprio grupo Lavras (= Tombador, Caboclo, Morro do Chapéu), um marcante episódio de características molássicas, relacionado à deformação do Espinhaço (1.400 a 1.000 m.a.)”.

“Nesse caso estaria certo Walde (e Dardenne), quando afirmou neste Simpósio de Diamantina, que o Macaúbas é correlacionado à formação Ibiá, pois este ocupa a mesma posição em relação ao Bambuí e ao complexo metamórfico Canastra-Araxá, denominado por nós de Associação Araxá. O Ibiá, começando por conglomerados de semelhantes aspecto, jaz discordantemente sobre os quartzitos denominados “Canastra”, porém está em íntimo relacionamento tectônico com esses quartzitos e o que foi denominado “Araxá”. O grupo Bambuí o sotopõe discordantemente, com conglomerados descontínuos, como em Campos Altos”.

“Avançando ainda mais nas distâncias, talvez os correlacionássemos com os pefitos Jangada e parte do grupo Cuiabá,

em Mato Grosso e, parcialmente com o grupo Tocantins, que tem características semelhantes”.

“De qualquer maneira, em toda a região ocidental do Espinhaço, o grupo Bambuí, representado pela formação Paraopeba, mostra um grande contraste de deformação e metamorfismo para com os metassedimentos vizinhos, como pode ser constatado também na região de Pará de Minas e Pequi (foto n. 3). Portanto, um importante evento orogênico o separa das seqüências do Espinhaço”.

“É natural, todavia, se supor que, durante essa orogênese, em alguma parte se processava uma sedimentação. Por isso haverá ali uma seqüência intermediária entre o grupo Bambuí e a formação Macaúbas.

Parece-nos bastante lógico que, na região aqui tratada, exista essa grande diferença de tempo, entre as camadas Paraopeba do grupo Bambuí e a seqüência psamítica da formação Macaúbas, principalmente porque essa região encontra-se afastada da zona “depocêntrica” das seqüências Bambuí”.

“Essa zona, a nosso ver, situar-se-ia ao longo dos divisores d’água entre o São Francisco e os rios Paranaíba e Tocantins. É possível pois que ali ocorram seqüências intermediárias que não permitam uma distinção tão clara como aqui”.

“Finalmente queremos ainda ressaltar certos pontos que consideramos importantes para uma reavaliação dos mapeamentos de toda área do grupo Bambuí”:

“1) O expressivo contraste morfológico entre as rochas Bambuí e Macaúbas na serra do Catuni (foto n. 2) é resultado da diferença atual da textura, estrutura, coesão e composição entre as duas rochas, que lhes emprestam distinta competência. Dizemos atual, porque originalmente a competência deveria ser quase idêntica, uma vez que as rochas Macaúbas possuem ali mais do que 60% de matriz, cuja constituição original nada a distinguia das camadas Bambuí, pois ambas compunham-se de areia fina à sílica, mica em finas palhetas, argila e cimento carbonático; constituição essa que fatalmente lhes emprestariam a mesma competência. Portanto, o grande contraste hoje é resultado de radicais diferenças nas transformações sofridas”.

“2) Os conglomerados Macaúbas são perfeitamente distintos dos conglomerados de Jequitaiá, de Coração de Jesus, do Rio Urucuia, do rio Samburá, de Lagamar (Minas Gerais), de Nova Roma (Goiás) de Arraias (idem) do alto rio Paraná e norte de Formosa (idem); todos estes ocorrem em diversos níveis do grupo Bambuí”.

“Semelhança talvez exista com o conglomerado da formação Ibiá. Este entretanto, é metamórfico, em grau igual ou até mais elevado do que o Macaúbas”.

“O nível estratigráfico dos conglomerados de Coração de Jesus situa-se na altura do início da sedimentação Três Marias; O de Jequitaiá distribui-se dos níveis médios a superiores da formação Paraopeba, da mesma forma que o de Samburá e o de Lagamar; enquanto o de Nova Roma e de Arraias é quase basal nessa formação”.

“3) Os limites ocidentais do grupo Bambuí, parecem-nos hoje passíveis de revisão. Por exemplo, pudemos observar recentemente que, entre Medeiros e Rio Paranaíba (Minas Gerais), o contato é na maior parte natural, com conglomerado. As rochas Bambuí ocupam depressões páleo-topográficas e tectônicas (falhas de gravidade), cujas superfícies de deposição ou de falha foram encurvadas pela tectônica posterior, causando elevação dos mergulhos e reativações das falhas. Nesse caso os limites não seriam tão simples e condicionados restritamente às falhas de cavalgamento, como mostram nos

mapas do Triângulo Mineiro (1) e do Projeto Brasília (2); porém seriam muito recortados e irregulares”.

“Entretanto, para rever esses contatos será necessário um trabalho muito mais detalhado e rigoroso do que o que fizemos naqueles mapeamentos (em 1:100.000 e 1:250.000), em que estudamos mais de mil afloramentos ao longo de todos os limites. Por outro lado as verificações de campo quase nada resolverão se não forem acompanhadas de uma foto-interpretação com muita perícia, pois as rochas encontram-se muito decompostas e os afloramentos são difíceis de se encontrar”.

“Enquanto isso não for feito, alguns poucos caminhamentos e críticas esparsas conduzirão aos mesmos equívocos que cometemos sobre o Macaúbas”.

Naturalmente ainda podem persistir algumas dúvidas quanto a essas relações estratigráficas.

Os quartzitos, por exemplo, da serra Central, no norte de Minas possuem níveis conglomeráticos arcoseanos, com grãos e seixos de calcário oolítico silicificado. Aparentemente o grau metamórfico é baixo, mas a rocha apresenta-se profundamente cataclástica. Em duas lâminas petrográficas pareceu-nos que alguns cristais centimétricos de microclina eram neoformados e envolviam grãos da matriz; porém a deformação torna difícil as observações mais precisas.

Essas rochas estão plissadas, com planos axiais verticais e eixos N10W, redobrados transversalmente. As camadas Bambuí com níveis de calcário oolítico jazem horizontalmente, em uma depressão em forma de golfo, que intercepta a continuidade da serra Central para norte, separando-a da serra de Palmas de Monte Alto (folha Guanambi do Projeto “Letos” – 1976) foto n.3).

Poderia ser sugerido que os fragmentos de calcário oolítico proviriam do grupo Bambuí. Nesse caso os sedimentos da serra Central teriam que ser mais novos do que esse grupo ou, pelo menos semi-contemporâneos. Se assim fosse, no entanto, como se explicaria que essa dupla deformação não atingiu as próprias camadas Bambuí, nesse caso mais velhas? (foto n. 3).

As camadas da formação Macaúbas, nas serras da Taquara e Tabocal, a leste de Janaúba, têm gradações e lentes dolomíticas, quase totalmente substituídas por sílica, onde é possível se distinguir resíduos de oolitos. Dessa forma, os seixos de “oolitito” da serra Central poderiam provir da própria seqüência Macaúbas ou dos níveis superiores do Espinhaço.

Grande parte dos conglomerados, mapeados na folha geológica de Guanambi (1976), com o Macaúbas, entre Palmas de Monte Alto e a serra Central, são depósitos basais do grupo Bambuí, sobrepondo-se nitidamente sobre os quartzitos e conglomerados da formação Macaúbas, propriamente dita, que se estende desde a serra do Catuni.

5) O uso generalizado do termo itabirito ainda continua criando sérios problemas de interpretação estratigráfica e paragéneses mineral, merecendo aqui ainda alguns comentários.

Voltemos à definição original de Eschwege formulada em seu trabalho *Geognostisches Gemaltes von Brasilien* (1823): ... “Da mesma forma que na primeira formação o anfibólio aprisionou-se acumulando-se para as partes superiores, aqui vemos os cumes e dorsos das montanhas compostos de ferro oligisto, oxidado e oligisto micáceo, conjunto que descreverei sob o nome geral de itabirito... Partes constituintes: Ferro oligisto micáceo (“eisenglimmer”), ferro oligisto em geral compacto, mais raramente foliado, um pouco de ferro

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

oxidado e quartzo disseminado, compõem esta rocha, que é tanto sólida e compacta como duma textura granular-xistosa... Minerais acidentais: As vezes um pouco de ouro, de talco, de clorita e anfibólio verde radiado ... Seu nome é derivado do pico de Itabira, não longe de Sabará ... Sua face espeelhante, caracterizada por um brilho vivo, deu origem ao seu nome indígena de Itabira, de Ita, pedra e bira, clara, branco (pedra branca)".¹

Em outro trabalho mais antigo, (1820), *Über einige Markwürdige brasilianische Gebirgs – Formationen*, Eschwege já descrevera sua "pedra de ferro" (*eisenfels*) a qual daria mais tarde o nome de Itabirito. Sempre fazia questão de distinguir esta "pedra de ferro" do que ele chamava de "xisto de ferro micáceo", xisto ferruginoso" ou mais propriamente de "oligisto-xisto" (*Eisenglimmer-Schiefer*); enfim, do que hoje os geólogos conhecem como itabirito, após a generalização iniciada por Hebert Kiburn Scott, em 1905.

De qualquer maneira, mesmo com essa generalização sendo considerada válida, por se constatar que o minério compacto de ferro resulta de um enriquecimento do minério bandado ou xistoso, é preciso limitar-se a denominação a rochas com as características desses dois tipos fundamentais, senão o termo nada mais significará.

Como já apontamos no trabalho citado, parece que existem três tipos genéticos de itabiritos: Um em que predomina magnetita e apresenta anfibólio e carbonatos na composição da rocha perfeitamente sã, a qual se associam as ocorrências de ouro; outro que se constitui exclusivamente de hematita (com rara magnetita) e quartzo; e um terceiro que se constitui de calcita, dolomita, quartzo e hematita. O primeiro cremos ser originado diretamente de vulcânicas básicas ou ultrabásicas, por efeitos de diferenciação metamórfica. Isto explicaria a presença de restos de augita e teores às vezes ligeiramente anômalos de titânio, cromo, níquel e fósforo.

6) Sobre os produtos de diferenciação metamórfica ainda é importante acrescentar os resultados de recente estudo petrogenético que fizemos nos arredores de Cantagalo, no Estado do Rio de Janeiro, em um grande corpo diorítico, que jaz como remanescente do extenso processo de migmatização do Vale do Paraíba do Sul, acerca de vinte quilômetros daquela cidade para Além Paraíba, junto da localidade de Santa Rita da Floresta.

Esse corpo está cataclásado, apresentando diferenciação e felsificação nas zonas fraturadas. Sob os efeitos de um esforço binário, desenvolveu-se um sistema conjugado de fraturas de compressão (cisalhantes) e de distensão. Nas primeiras a rocha é milonitizada e diferenciada para granada-biotita-xisto, chegando a formar silimanita na lâmina mais xistosa; enquanto que nas fraturas de distensão, há uma felsificação e carbonatação, chegando a formar lentes calcíticas, onde concentram-se pirita e magnetita. Nessas lentes o plagioclásio (labradorita) decompõe-se em albita + quartzo + calcita, todos neoformados e distribuídos zonadamente. A hornblenda diferenciou-se para clorita + calcita + albita + granada + magnetita. Como o processo é logicamente, também hidrotermal e o sistema é aberto, houve fuga de determinados elementos, como parte da alumina, por exemplo, de forma que a banda calcissilicática² não terá exatamente a mesma composição química do que o diorito original; mas é bem fácil determinar as perdas e ganhos de alguns elementos e suspeitar-se para onde foram e d'onde vieram.

7) Com a grande intensidade de levantamentos geológicos

levados a efeito pela CPRM para cumprir o programa do DNPM, o volume de relatórios e mapas foi de tal monta, que o sistema de publicação do DNPM não conseguiu colocá-los no prelo. Durante alguns anos, pois todos esses resultados foram divulgados por meio de reproduções parciais desses relatórios, que, contudo sempre estiveram à disposição dos pesquisadores nos dez distritos regionais do DNPM.

Com o acesso a esse vasto manancial de informações, muitos pesquisadores puderam desenvolver trabalhos, teses e estudos que foram publicados nos boletins da SBG, em Anais de Congressos e outros conclave, aqui e no exterior.

Não sendo aqueles relatórios divulgados com matéria impressa, alguns autores não se preocuparam em citar essas fontes em suas referências bibliográficas, o que outros, entretanto, fizeram, dando a verdadeira paternidade às idéias e informações.

Infelizmente, o primeiro caso, em nossa opinião, constituiu-se em uma grande injustiça aos pesquisadores da CPRM e DNPM, que ocupavam a maior parte da força de trabalho aplicada à Geologia do Brasil e que, por força de circunstâncias transitórias, ainda não tiveram oportunidade de ver seus trabalhos divulgados amplamente em forma impressa. Quem citou essas fontes, prestou uma justa homenagem a esses colegas que propiciaram o formidável avanço no nosso conhecimento geológico, que vemos hoje estampado nos mapas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.

8) Em 1973, no relatório intitulado "Projeto Roraima, Levantamento Geológico Integrado", citado no volume n. 8 do Projeto RADAM, (Folhas NA-20 BOA VISTA e parte das folhas NA-21 TUMUCUMAQUE, NA-20 RORAIMA e NB-21), fizemos uma série de considerações e correlações sobre o Pré-Cambriano da região Amazônica e sua evolução estrutural, comparando-o com a parte oriental do Brasil.

Apresentamos ali uma ilustração, aqui reproduzida (fig. 2), onde esquematizamos nossas idéias expostas no texto daquele relatório.

Parece-nos que foi nesse trabalho que se procurou demonstrar pela primeira vez, a perfeita continuidade da estratigrafia pré-cambriana dos dois lados da bacia Amazônica, e se fez referência a um craton Amazônico (. . . "Constitue-se, pois aquele bloco em um verdadeiro escudo pré-cambriano, perfeitamente coeso, estrutural e estratigraficamente, contra o qual foram esmagadas todas as seqüências geossinclinais do "sistema Atlântico" . . . O substrato pré-cambriano das Guianas e da Amazônia formavam, portanto, uma única massa sílica, ou seja, um único craton".

Da mesma forma, parece que foi ali que se corrigiu, e se definiu também pela primeira vez o posicionamento estratigráfico das seqüências vulcânico-sedimentares Uatumã, Roraima, Beneficente, Rio Fresco, Pacaas Novos, etc., dentro de um mesmo episódio, comparando-os com o desenvolvimento das seqüências do Espinhaço, e se esboçou uma divisão em províncias estruturais. O conteúdo daquele relatório e o mapa da figura 2 foram divulgados em apresentação feita no XXVI Congresso Bras. de Geologia em Belém em 1972, não tendo constado, porém dos Anais.

De uns tempos para cá, todas essas interpretações começaram a ser aceitas, tendo nós as reforçado em 1974, no 28º Congresso Brasileiro de Geologia de Porto Alegre, na Reunião Preparatória de Salvador, 1977.

Como sabemos que muitos colegas desconhecem os citados relatórios e provavelmente não têm facilidade de acesso a essa fonte de caráter restrito, achamos por bem fazer aqui esses

comentários.

9) Como continuamos a observar que a inconclusividade de certas discussões geológicas, têm por base uma incoerência ou defasamento na amplitude do ângulo da visão dos observadores, voltamos a enfatizar a importância da fixação da escala de estudo. Esta é fundamental para as interpretações afim de não se trabalhar com unidades heterogêneas que não permitem o estudo comparativo. Se trabalhamos com milhas ou quilômetros não podemos comparar com polegadas ou centímetros.

A falta dessa noção de escala é que fez alguns geólogos não entenderem nossa proposição do uso de associações lito-estruturais (Braun, 1974) para mapeamento de pequena escala em áreas pré-cambrianas.

Sabe-se perfeitamente, por datações radiométricas, que negas de rochas, na faixa dos complexos metamórficos do Vale do Paraíba do Sul, do Quadrilátero Ferrífero, do Espinhaço, etc., são de idade arqueana e foram mobilizadas juntamente com rochas dos diversos níveis proterozóicos. Talvez seja mesmo possível delimitá-las em escala de afloramento, ou até em 1:25.000; porém jamais poderão ser individualizadas em escalas menores do que 1:250.000. Nessas escalas teremos que reuni-las em uma única unidade de mapeamento, com um amplo alcance cronológico. Essas unidades não poderão ser classificadas de grupo, porque não possuem nem posição, nem limites estratigráficos definidos. São na realidade associações lito-estruturais de diversas unidades estratigráficas; estruturais sim, porque foram reunidas tectonicamente e têm em comum apenas a posição e características estruturais.

Essa situação é tão real e consistente que o Comitê Norte americano de Estratigrafia sugeriu recentemente o termo suite para essas unidades. Termo aliás infeliz, porque significa seqüência e não poderá ser usado para um conjunto que não tem caráter de sucessividade.

Não sabemos porque razão (talvez por excesso de escrúpulo), os geólogos do governo do Estado do Rio de Janeiro (DRM), resolveram usar o termo "agrupamento", exatamente com o memo significado da nossa associação, proposta em Congresso da SBG em 1974.

Nos mapas de escalas continentais (menores do que 1:250.000) essa questão torna-se freqüente, porque a divisão adotada terá que ter sempre base cronoestratigráfica. Nas rochas fanerozóicas pouco deformadas, as unidades litoestratigráficas quase sempre possuem ampla expressão superficial. Mesmo não sendo representáveis as formações, poderão ser representados os grupos, os super-grupos, que abrangem um intervalo de tempo relativamente curto em relação às rochas pré-cambrianas. Neste último caso, porém, muitas unidades litológicas, de idades que variam até um bilhão de anos, têm uma área muito reduzida de expressão superficial (menos do que um milímetro de largura no mapa), não podendo ser individualizadas. Por outro lado sabe-se hoje com certeza que certas unidades maiores como grupos ou supergrupos (ou séries), como as denominadas Salgueiro, Ceará, Vaza Barris, Uauá, Carafba, Jacobina, Espinhaço, Minas, Rio das Velhas, Araxá, Canastra, Paraíba do Sul, Barbacena, etc., englobam, em muitos lugares unidades litológicas de idades que variam de 0,5 a 1 bilhão de anos, isto é, em intervalos maiores do que todo o fanerozóico.

Usar o termo associação nesses casos, é ser realista, e não retrógrado como nos acusaram nas discussões da Reunião Preparatória (pg. 360-361). Retrocesso, altamente prejudicial, é

o que vêm fazendo alguns geólogos nos mapas de 1:1.000.000, na Amazônia, com a criação de inúmeros "grupos" que ousadamente descrevem e empilham, com base em uma baixíssima densidade de informações, da ordem de um ponto por mais de quinhentos quilômetros quadrados. De qualquer maneira, usando "suite", "agrupamento", "associação", etc., o importante é que se tenha consciência de que uma unidade estratigráfica, no pré-cambriano metamórfico brasileiro, é muito difícil de ser definida e só deverá ser criada, quando se tiver certeza quanto a sua posição estratigráfica, isto é, que não se esteja reunindo em uma única unidade litoestratigráfica, rochas de diversas idades e diversas origens.

10) Ainda sobre a Geologia do Quadrilátero Ferrífero gostaríamos de fazer alguns comentários.

Harder & Chamberlain (1915) descreveram sua formação Piracicaba abrangendo todas as rochas da região de Nova Lima, que Dorr II et alii (1957) colocaram posteriormente no seu grupo Nova Lima, da Série Rio das Velhas, e em posição estratigráfica inferior àquela formação.

O. Barbosa, (in Guimarães, 1935) descreve petrograficamente as rochas (xistos) de Nova Lima e tece considerações sobre sua origem, concluindo que se originaram em uma volumosa mistura (mais de 2.500 m de espessura) de sedimentos e material vulcânico (tufítico). Ele chama também a atenção para a grande freqüência de albita em todo o "pacote".

Em nossa opinião é realmente difícil de se desvincular a origem dos xistos de Nova Lima dos demais xistos, de idêntica composição e relacionamento metalogenético, em toda a área do Quadrilátero Ferrífero e colocados por Dorr II et al. em variados níveis estratigráficos.

Uma amostra média desses xistos dará, sem dúvida, uma composição química muito próxima de um andesito. A diferenciação metamórfica, sobre uma vulcânica andesítica, produzirá fatalmente xistos carbonáticos, com segregação dos minerais metálicos, e generalizada albitização, como ocorreu identicamente com o diorito de Cantagalo, cujo o processo de diferenciação descrevemos linhas atrás.

Parece-nos muito simples e perfeitamente compreensível que a região de Nova Lima possa ter representado a localidade de efusão do magma andesítico, com gradações eventuais mais básicas e mais ácidas que teria formado soleiras e derrames intercalados nas seqüências vizinhas. O relacionamento com o ouro parece-nos muito sugestivo para esse vulcanismo. Além disso, dois outros aspectos interessantes têm nos reforçado essa idéia. A formidável espessura muito localizada desses xistos e sua distribuição com sugestivo aspecto irregular, bem perceptível na imagem do satélite ERTS (vide foto n. 9 in Braun & Baptista - 1978).

Ao nosso ver, o conjunto litológico mapeado como grupo Nova Lima, na própria área de sua denominação, abrange uma grande parte das rochas mais novas do que as de Ouro Preto e uma pequena parte das rochas contemporâneas a estas e rochas mais velhas.

A RESPEITO DA DENOMINADA "FAIXA ARAÇUAÍ DE DOBRAMENTOS BRASILIANOS"

Como definido nos trabalhos citados em 1976 e 1977: A "faixa Araçuaí é uma zona de dobramentos que se desenvolveram durante a evolução dos geossinclíneos dispostos às bordas do craton no Ciclo Brasileiro, durante a segunda metade do Pré-cambriano Superior. Processos de sedimentação, tectogênese, metamorfismo e magmatismo em condições comparáveis às dos miogeossinclíneos foram acompanhados a seu

PARTE V – FAIXA ARAÇUAÍ

término pela inversão geossinclinal” . . . “Essas estruturas compreendem dobramentos holomórficos, falhamentos e xistocidade, tendo sido acompanhados em sua evolução, por metamorfismo crescente em direção ao interior da faixa. Elas afetaram litologias originadas em geossinclíneos do Ciclo Brasileiro representadas pelo Grupo Macaúbas, assim como outras mais velhas. . .”

Que nos perdoem os autores dessa definição, pelo nosso cepticismo, mais nos parece que eles vêm confundindo enunciado com demonstração; pois diante do que conhecemos e do que podemos ver através dos mapas e imagens aéreas, não conseguimos identificar, com essa cristalina clareza, todas as “suas evidências” dos geossinclíneos e faixas de dobramentos; senão vejamos:

Para reconhecermos a “faixa Araçuaí” como faixa de dobramentos brasileira, envolvendo o “Craton do São Francisco” a Sudeste, é necessário primeiramente que identifiquemos a cobertura geossinclinal também brasileira, ou ligeiramente mais velha, que foi dobrada nesse ciclo. Em seguida deveremos saber ao certo quais as direções de sedimentação nas fases pré e pós-inversão geossinclinal, para sabermos de que lado estava o ante-país.

Dizem Almeida et alii (1978), que “as rochas mais externas da faixa de dobramentos foram retiradas pela erosão, seus restos subsistem, contudo, no extremo ocidental do planalto do Rio Pardo, onde o grupo Macaúbas também se mostra com metamorfismo de baixo grau que cresce para o interior da faixa”.

Neste trabalho mais recente, como na Reunião Preparatória, e em outros trabalhos, os autores afirmam que as coberturas geossinclinais brasileiras foram removidas, restando como indício as rochas do grupo Macaúbas. Para nós, dentro da nossa escala continental de observação, isto é o mesmo que reconhecer o homem pela sua pestana. Entretanto, na visão “mini-geo” de outros pesquisadores, a pequena bacia do Rio Pardo é toda um geossinclinal e assim, cada pequena ocorrência da formação Macaúbas constitui um geossinclinal, caindo-se assim, na incoerência das escalas e começando-se a misturar unidades heterogêneas. . .

Como cremos ter demonstrado em Diamantina (1979) e também aqui linhas atrás, a formação Macaúbas deve pertencer às seqüências do Espinhaço, deformadas em episódios pré-Bambuí. Não representaria assim vestígios “dos geossinclinais brasileiros”; da mesma maneira que as seqüências do Rio Pardo que lhe são, pelo menos, parcialmente correlatas.

Os autores, em todos os trabalhos citados, referem-se sempre a dobramentos holomórficos nessa sua “faixa de dobramentos”. Sinceramente, dentro da concepção de Belousov, que criou o termo em 1945, não conseguimos reconhecer esse tipo de dobramento na faixa considerada, principalmente de idade pós-Bambuí e com os eixos paralelos ao seu limite, como seria de esperar pelo enunciado (vide imagem Landsat).

Em alguns trechos dos trabalhos sobre o craton do São Francisco, ficou bem clara a dúvida que se põe nas idades radiométricas K/Ar; sendo que o próprio prof. Cordani (1978) atesta, que elas indicam com segurança apenas que houve um aquecimento generalizado até, pelo menos, trezentos graus centígrados.

Este aquecimento pode estar ligado a uma orogênese desenvolvida no mesmo lugar, ou pode não estar, como no caso do magmatismo Uatumã-Rio Fresco-Surumú, que aqueceu grandes áreas não orogênicas. Nesse caso, a homogeneização isotó-

pica K/Ar, pode significar apenas um processo epirogenético; cratônico, portanto. Da mesma forma, o plutonismo granítico ou equivalente é contestado pelo Prof. Almeida (1978 – pág. 46) como sintoma preciso de orogênese.

Entretanto, esse aquecimento e a presença de corpos graníticos e sieníticos brasileiros (519 a 765 m.a.) é para ele uma terceira evidência da “faixa Araçuaí”.

-Resta-nos analisar o limite caracterizado por falhas inversas ou de empurrão a seus bordos, com vergência para o Antepaís.

Para não haver dúvidas sobre a localização desse limite, reproduzimos três trechos sobre as imagens LANDSAT nas fotos n. 1, n. 2 e n. 3.

O limite passa dentro do Quadrilátero Ferrífero, cortando as estruturas ENE do “sinclinal de Dom Bosco” e a serra do Curral, para pegar o sopé da serra do Cipó, ali no limite entre o grupo Bambuí e os quartzitos do Espinhaço.

Nesse ponto ele coincide com uma das tais enunciadas falhas de empurrão sobre o ante-país cratônico (vide mapas esquemáticos do craton, 1976 – 1978). Acontece que, como pode ser visto na foto n. 1, essas falhas são pré-Bambuí, nitidamente recobertas e interrompidas pelas camadas desse grupo. O contato ali é natural até a serra do Catuni (foto n. 2). Dali para norte o contato é ao longo da falha oblíqua (Braun & Baptista, 1979) que se estende pelo sopé das serras da Taquara (ao lado de Janaúba), do Morro Vermelho e Central. Desta serra para norte, o contato do Bambuí passa ser natural, coincidindo apenas em certos trechos com essa falha, que ainda se prolonga para norte, passando em Palmas do Monte Alto, pouco a oeste de Piratinga, no rio São Francisco e, daí em diante, paralelizando-se à serra do Boqueirão.

Mais ou menos paralelo a essa falha, desenvolvem-se outras a leste, ao longo do bordo ocidental da serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina, ao longo do vale do Santo Onofre e do Paramirim.

Com algumas excessões, como a falha da serra do Catuni, essas falhas são quase todas originadas na deformação do Espinhaço, a maioria por cavalgamento, antes da sedimentação Bambuí, porém reativadas na deformação seguinte, por movimentos oblíquos. Esses movimentos relacionam-se ao deslocamento do bloco de Irecê para Norte; o que originou as deformações de eixos leste-oeste no Bambuí (fig. 2).

O limite enunciado (foto 4), que vem seguindo a falha da serra do Catuni, inflete para nordeste, cruzando todas essas falhas, em completa arbitrariedade gráfica, uma vez que não se apoia mais em nenhum traço tectônico, nem litológico, nem metamórfico.

Esta curva arbitrária, foi feita para que o “craton” não fosse seccionado em dois, como sugeriu Cordani. Mas a verdade é que as estruturas pós-Bambuí, formam uma densa faixa de falhas oblíquas de direção mais ou menos NNW, separando a Chapada Diamantina da região dos rios Grande e Corrente.

Os mapas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo mostram alguns equívocos na interpretação litoestratigráfica e estrutural da região dos rios Gaviões, Pardo, Jequitinhonha e Doce, devido a deficiência dos mapeamentos, que ali não contam com completa cobertura aerofotográfica, com acesso fácil, com bons afloramentos e com fisiografia expressiva.

Destes enganos destacamos: (1) a omissão de inúmeras falhas inversas paralelas à falha de Carbonita-Taiobeiras e seus prolongamentos pelos vales do Santo Onofre e Paramirim, que levantam os estratos mais profundos do Espinhaço, fazendo aflorar em grande extensão os níveis inferiores dos conglo-

merados (tipo Mato Verde) e vulcânicas, que foram confundidas com Macaúbas em toda bacia do rio Araçuaí; (2) a caracterização de cavalgamento para a falha oblíqua da serra do Catuni; (3) o encurvamento da falha inversa em Rio Pardo de Minas, quando ela, na realidade segue para sul; (4) a ampla e extensa faixa de metaconglomerados correlacionados aos de Jequitaiá, no bordo da serra do Cipó, onde ocorrem apenas nesgas de metaconglomerados do Espinhaço recobertos discordantemente pelas camadas Bambuí; (5) nessa mesma serra, falhas inversas no limite do grupo Bambuí, onde esse limite é um contato natural.

Todos esses equívocos e interpretações mal feitas sobre um conhecimento estrutural muito precário, levaram a conclusões precipitadas sobre a evolução dessa complexa área, que vieram colaborar com a interpretação da faixa Araçuaí.

De São José do Paraíso até a costa, ao longo do rio Pardo, os remanescentes das seqüências do Espinhaço (incluindo talvez até restos isolados de Macaúbas) distribuem-se leste-oeste, contornando o alto estrutural do grande complexo granítico-migmatítico do Oeste de Minas.

Entretanto se observarmos com cuidado, veremos que esses remanescentes não são contínuos e mostram-se comprimidos leste-oeste em dobramentos com eixos na mesma direção das do Espinhaço, como do sinclinal de Água Quente, por exemplo. Entre Jordânia e Camacã, alinha-se uma faixa de falhas oblíquas de direção NNW que se prolonga até as proximidades de Xique-Xique e Remanso, passando por Contendas do Sincorá e Seabra. Como dissemos anteriormente, ao longo dessa zona de falhas, deslocou-se o bloco de Irecê, produzindo as estruturas de eixos leste-oeste no Bambuí e o sinclinal do riacho do Mari. Da mesma forma, outra zona de falhas, não mostrada nos mapas ao Milionésimo, alinha-se de Vitória até Boquira.

Essas zonas de falhas parecem ter se originado em consequência da deformação Espinhaço, pois são paralelas aos eixos gerais dessa deformação, tendo sido, porém, reativadas na tectônica pós-Bambuí. As estruturas na região do rio Pardo mostram-se condicionadas aos movimentos nessas falhas.

Acreditamos que a composição, um tanto fantasiosa, dessas estruturas, mal analisadas e interpretadas, é que permite delinear a pretensa "faixa de dobramentos Araçuaí". Não basta enunciar-se os "dobramentos holomórficos" e as "falhas de empurrão com vergência para o antepaís cratônico", é preciso identificá-las, prová-las e demonstrá-las.

As deformações que atingiram as camadas Bambuí, nessa região, são todas do tipo plataformal, caracterizadas por dobramentos incipientes e localizadas junto as zonas de falha, de rejeitos oblíquos de pequena magnitude.

Abstraindo-se do grupo Bambuí que é o único datum estratigráfico concreto, o mais são apenas conjecturas com base em estruturas mal definidas, unidades litológicas mal posicionadas estratigraficamente, idades radiométrica de discutível origem, zoneamento metamórfico baseado em dados precaríssimos, etc.

Plutonitos, pegmatitos e homogeneização isotópica, de idade brasileira são reconhecidos em ambos os lados do rio Pardo, onde igualmente ocorrem rochas antigas de elevado grau metamórfico (3). Perguntamos, então, porque o lado sul é um fundo de geossinclíneo e o lado norte é craton?

Note-se que as linhas de crescimento metamórfico, balizadas pelas ocorrências de cianita, estauroлита, silimanita, K-feldspato, e espinélio (Almeida et alii, 1978), podem igualmente ser construídas para norte.

É lógico que a verve e a veia política dos adeptos do "craton do São Francisco" saberão encontrar outros sofismas como esses, para comprovar suas hipóteses, e essas discussões continuarão intermináveis, enquanto não se fizer um mapeamento detalhado e uma análise precisa das estruturas, em um estudo isento de idéias pré-concebidas.

Uma coisa, até agora, é certa: Com as características do enunciado de Almeida et alii, a "faixa Araçuaí" não existe, pelo menos na forma do esboço geotectônico por eles apresentado.

A ÁREA EM QUESTÃO DENTRO DA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO ESCUDO BRASILEIRO

Como já repetidamente, tivemos ocasião de nos referir, só se poderá tentar interpretações geotectônicas na região em apreço, quando se tiver esclarecido devidamente a posição estratigráfica das rochas da região do Jequitinhonha e conhecido, com toda segurança, a mecânica dos falhamentos de toda região, em cada fase tectônica. Da mesma forma é fundamental que se conheça em detalhe as características evolutivas dos grandes maciços plutônicos do Nordeste de Minas.

Os limites Norte e Nordeste do enunciado craton começam hoje a se tornar também duvidosos, em face dos novos dados geocronológicos, tectônicos e petrogenéticos obtidos nos recentes projetos de pesquisa geológica. Por exemplo, as rochas do denominado grupo Salgueiro já são consideradas mais velhas do que o grupo Bambuí, assim como a orogênese correspondente a seu metamorfismo (Mapa Geológico da Bahia-1978). Circunstância muito bem caracterizada pelos remanescentes de sedimentos da bacia Bambuí, que nas proximidades de São Raimundo Nonato (Piauí), jazem discordantemente sobre os metamorfitos do grupo Salgueiro.

Continuando nossos estudos estruturais iniciados em 1970, com a delineação e a tentativa de caracterização das principais zonas de ruptura na plataforma brasileira, apresentamos aqui, nas figuras 3 e 4, um pequeno mapa onde tentamos esboçar os maiores traços dessas zonas. Estas são reconhecidas pelos seus lineamentos estruturais que se expressam através de feições fisiográficas lineares e podem ser observadas por grandes extensões. É importante ressaltar que os traços do nosso esboço não representam linhas medianas de tendência e nem alinhamentos de pontos, mas sim elementos lineares quase contínuos e que quando intermitentes, suas interrupções são sempre muito menores do que os trechos contínuos.

Esses lineamentos foram separados por nós em duas grandes classes: (1) aqueles que representam longas zonas de fraturas com marcante atividade no Fanerozóico, com rejeitos significantes ou não, e muitas vezes com preenchimento por rochas vulcânicas; e (2) aqueles que representam típicas zonas de falhas precambrianas, isto é, os quais relacionam-se às deformações nessas rochas.

A primeira classe apresenta lineamentos com traços mais retilíneos, que afetam tanto as áreas de rochas fanerozóicas como as de rochas precambrianas, relacionando-as mais a esforços verticais (epirogenéticos). Em muitos trechos, as zonas de fraturas representadas por esses lineamentos, coincidem com zonas de falhas precambrianas, principalmente aquelas do tipo transcorrente ou de deslocamento oblíquo.

Essas zonas de fratura dificilmente condicionam diretamente montanhas ou serras, mas podem se refletir em pequenas cristas ou alinhamento de colinas septiformes, quando constituem bandas de silicificação. Suas feições mais comuns são vales e cursos d'água retilíneos ou escalonados nos cruzamen-

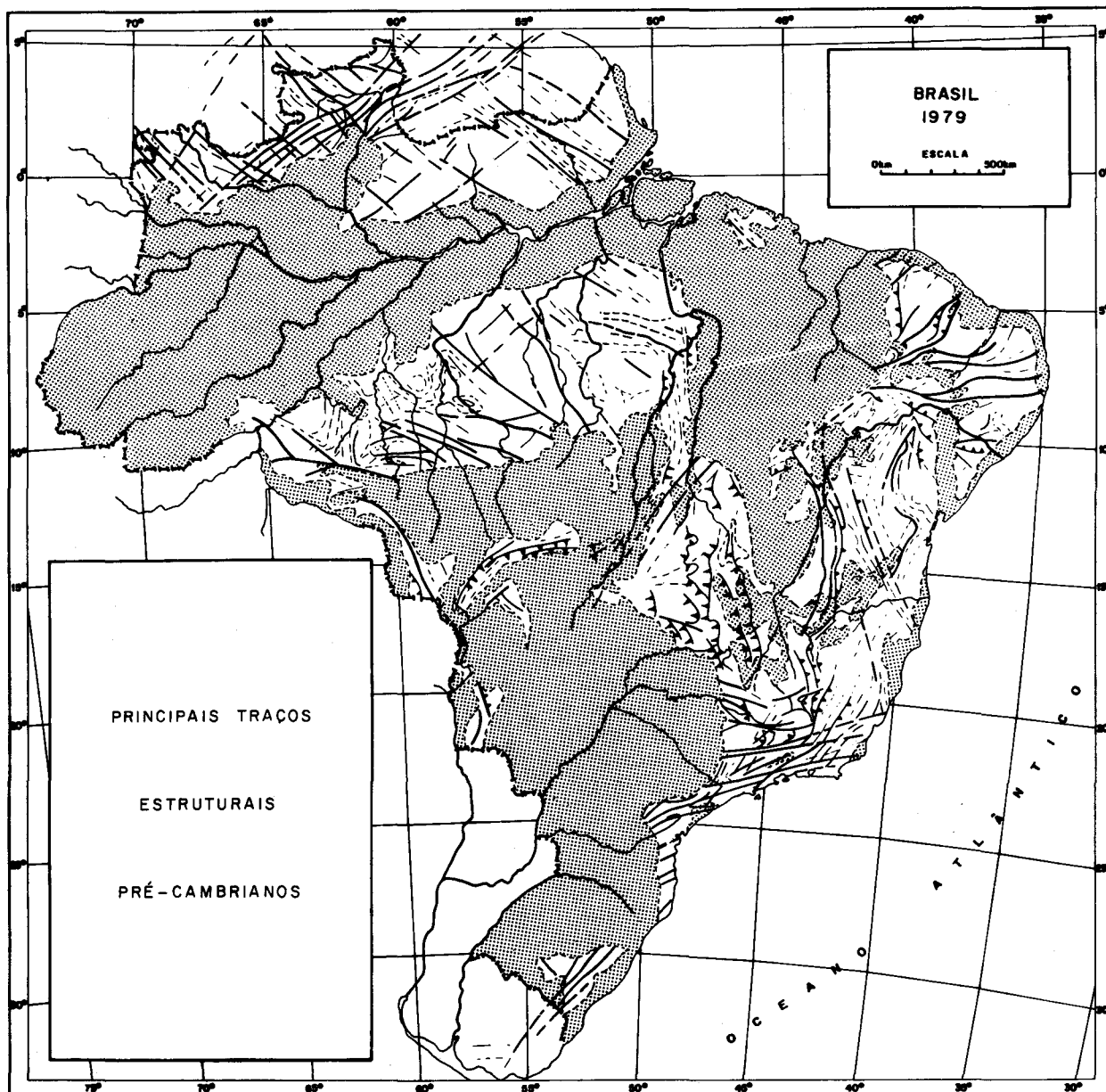


Figura 4

tos com as fraturas, linhas de escarpa ou suaves cuestas, limites das planícies fluviais, notáveis variações em forma de faixas na vegetação, etc. (Deve-se notar, porém, que alguns cursos d'água são retilíneos porque correm diretamente segundo a linha de máxima declividade da superfície topográfica, não tendo essa retilíneidade nenhuma origem tectônica. Este é o caso do baixo curso do rio Branco, no território de Roraima, que corre quase meridianamente, cruzando as estruturas da zona de falhas Tacutu, de direção nordeste). No campo são observados feixes de falhas paralelas ou de fraturas, diques, pegmatitos ou veios de quartzo. Em rochas graníticas ou migmatitos, em meio a diversos alinhamentos de minerais, torna-se às vezes difícil observar-se as evidências dessas fraturas que, porém, podem constituir-se apenas em um quebraimento e incipiente alteração de alguns minerais. Entretanto, em outros lugares, como ao longo da zona nordeste de fraturas, que se estende do Rio Grande do Sul a Pernambuco, é comum encontrar-se finas bandas milonitizadas nas rochas plutônicas. Além disso, muitas falhas Fanerozóicas como as

das bacias do Recôncavo, de Sergipe-Alagoas, da costa sul e sudeste e de pequenas depressões pleistocênicas no alto rio Doce e na Mantiqueira, evidenciam essa zona de fraturas.

Outra grande zona de fraturas, de direção nordeste, estende-se, do Rio de Janeiro à Serra do Parima, no Território de Roraima. Esta é balizada pelos trechos retilíneos dos rios Negro, Teles Pires e Sete de Setembro e de seus afluentes assim como pelas bruscas mudanças do curso do alto Tapajós, Xingu, Araguaia e Grande e da retilíneidade de muitos dos seus pequenos tributários. Nas fraturas dessa zona, alinha-se o enxame de diques basálticos e ultrabásico-alcálinos do Sul de Goiás, Triângulo Mineiro, Sul de Minas e Rio de Janeiro. Por outro lado, no mosaico de imagens LANDSAT, do canal 5, podem ser notadas diversas faixas na vegetação amazônica, que denotam mudanças na composição ou organização do substrato.

Embora localmente possam ser observadas inúmeras direções de fraturas, principalmente nas áreas graníticas ou migmatíticas, as mais extensas zonas de fraturas parecem esten-

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS

der-se em quatro principais direções: Nordeste (N40° – 50°E), Noroeste (N40° – 50°W), Esnordeste (N65° – 75°E) e Nornoroeste (N15° – 25°W).

As duas primeiras direções são freqüentes em todo o Brasil, enquanto as duas outras são muito mais raras na região amazônica e ocorrem com muita freqüência nas regiões nordeste, sudeste e sul.

A segunda classe reúne as rupturas relacionadas diretamente com os esforços tangenciais de compressão, que caracterizam as principais fases orogênicas pré-cambrianas. São típicas zonas de falha cujos traços raramente são retilíneos, apresentando-se tortuosos ou com suaves inflexões. A essas zonas de falha frequentemente associam-se rochas foliadas ou bandadas, por efeitos de milonitização ou de diferenciação metamórfica, que condicionam as mais notáveis irregularidades geomorfológicas. Importantes sistemas orográficos, como as serras do Mar, da Mantiqueira e do Espinhaço, estão esculpidos segundo as principais direções dessas zonas.

Com o auxílio das informações de campo, foi possível discriminar as principais zonas pelas suas características mecânicas mais proeminentes. Dessa forma, distinguimos os cavalgamentos tipicamente pós-Bambuí e os que provavelmente têm sua origem no diastrofismo anterior a esse grupo. As demais zonas estão representadas por falhamentos mais complexos, cuja componente horizontal é a mais evidente.

Como já salientamos em outros trabalhos nossos e já foi notado por muitos pesquisadores, é bem perceptível uma grande diferença estrutural entre a parte ocidental e a parte oriental do Brasil, separadas pelo rio Araguaia e pelas serras do Roncador, Azul e das Araras. Essas duas partes, em 1978, apelidamos respectivamente de províncias “Amazônica” e “Atlântica”.

Essa diferença entre as duas áreas é caracterizada: (1) por uma maior complexidade da trama estrutural na parte oriental; (2) pela ocorrência freqüente de cavalgamentos na parte oriental e sua quase ausência na parte ocidental; (3) pela maioria dos falhamentos na parte ocidental resultarem de deslocamentos oblíquos de pequena monta, com excessão da faixa de direção nordeste, no extremo noroeste, onde as transcorrências são freqüentes, porém de rejeitos ainda não muito grandes; (4) pelo quase total predomínio de estruturas com direção nordeste e noroeste na parte ocidental, enquanto que na outra parte predominam estruturas nas direções esnordeste e nornoroeste.

Através dessas peculiaridades estruturais é fácil concluir-se que a arquitetura da parte ocidental apresenta-se como resultando de uma deformação mais plástica, com significantes deslocamentos transgenciais.

Os inúmeros cavalgamentos na área centro-sul da parte oriental e os movimentos transcorrentes na área sudeste, indicam grandes deslocamentos horizontais nessas áreas.

A ocorrência desses grandes deslocamentos associados aos movimentos destrógiros (horários) nas falhas do Nordeste, sugerem bem uma rotação em toda a parte oriental, nitidamente esmagada (Braun, 1973) contra a parte amazônica.

A composição das duas classes de lineamentos (fig. 5) parece demonstrar que as estruturas precambrianas da província amazônica nada mais são do que os sistemas nordeste e noroeste ligeiramente entortados, e que os sistemas esnordeste e nornoroeste, bem poderiam ser aqueles mesmos sistemas primitivos fletidos cerca de 150 na deformação da parte ocidental, onde parece ocorrerem com exclusividade.

Para nós, hoje não resta dúvida que as seqüências vulcânicas

e sedimentares da Amazônia (Surumu/Roraima – Uatumã/Beneficiente) são síncronas com as do Espinhaço (Rio dos Remédios, Espinhaço médio e inferior, grupos Piracicaba e Nova Lima, etc.) e de Goiás (grupo Araí + parte do Araxá e Canastra); assim como que a grande orogênese do Espinhaço, que deformou essas seqüências, é a mesma que causou o evento epirogenético “Kmudku-Nickerie”, que deformou insipientemente as seqüências da Amazônia.

Assim sendo, toda a parte oriental, nada mais teria sido do que um pedaço de uma grande zona orogênica, esmagada contra o craton Amazônico, e, dessa forma, os núcleos mais rígidos de Salvador, do São Francisco e talvez do embasamento da bacia sedimentar do Paraná, teriam sido uma espécie de “maciços medianos”.

Cerca de três mil e seiscentas datações radiométricas levantadas na bibliografia e nos projetos da CPRM, foram analisadas quanto o seu relacionamento geológico e sua freqüência; mostrando nitidamente haver concentração de valores segundo de-

Algumas datações Rb/Sr de amostras de projetos da CPRM, nas quais foi constatada a contaminação de Sr (1ª idade), nos anos de 1976 e 1977.

Nº AMOSTRA (CAMPO)	1ª IDADE	ANO	2ª IDADE	ANO	LOCALIZAÇÃO
JD-272	443±16	77	618±20	79	Sapucaí - Minas Gerais
PS-6A	821±70	77	1182±27	79	Sapucaí - Minas Gerais
PS-13	1574±57	77	1928±68	79	Sapucaí - Minas Gerais
HC-147	355±12	77	558±18	78	Sapucaí - Minas Gerais
JG-57	1644±58	77	1703±59	79	Sapucaí - Minas Gerais
PS-16	2316±73	77	2433±75	79	Sapucaí - Minas Gerais
FM-88	1590±58	76	1827±70	79	Jamannin - Pará
JD-36B	1302±38	76	1648±49	79	Jamannin - Pará
AF-165	1217±49	77	1650±58	79	Sudeste de Rondônia
HT-65	1130±36	77	1573±48	79	Sudeste de Rondônia
FF-21	1312±50	77	1814±61	79	Sudeste de Rondônia
FB-158	1257±68	77	1590±69	79	Sudeste de Rondônia
OC-161	764±24	77	1491±35	79	Sudeste de Rondônia
FB-221	742±22	77	1421±35	79	Sudeste de Rondônia
FB-74B	1925±126	77	2020±124	79	Leste do Paraná
FB-74A	1757±93	77	1807±94	79	Leste do Paraná
SC-93C	1246±78	77	1616±92	79	Leste do Paraná
JA-256	1082±39	76	1337±45	79	Abunã - Amazonas
MS-254	1340±56	77	1970±58	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
LF-475	1876±100	77	2643±115	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
MS-270A	1748±57	77	2054±66	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
MS-270B	1592±66	77	1908±75	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
RS-380	425±18	77	927±40	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
MS-270D	1248±39	77	1960±46	79	Baixo São Francisco-Vaza Barris
CS-43-18	1395±44	77	1518±48	79	Alto Solimões
JD-27B	1523±45	77	1974±59	79	Colônia - Bahia
JF-38	1342±86	77	1647±55	78	Uatumã - Pará
JB-12	1327±42	77	1711±52	78	Uatumã - Pará
AR-26C	1704±92	77	1811±58	78	Uatumã - Pará
ME-77/100	657±44	77	1116±55	78	Leste de Pernambuco
IP-149L	915±80	77	589±54	78	Leste de Pernambuco
ME-77/8c	1109±68	77	1590±46	78	Leste de Pernambuco
ME-77/8d	1496±90	77	1919±56	78	Leste de Pernambuco
ME-77/4b	1542±146	77	1703±79	78	Leste de Pernambuco
ME-77/4c	1524±110	77	1748±60	78	Leste de Pernambuco
JA-137C	1562±92	77	1909±55	78	Serra de Jacobina - Bahia
RC-83A	1634±98	77	1803±53	78	Serra de Jacobina - Bahia
JT-674	1301±84	77	1850±57	78	Serra de Jacobina - Bahia
JT-165	1158±107	77	1795±68	78	Serra de Jacobina - Bahia
JB-137e	565±36	77	2297±67	78	Serra de Jacobina - Bahia
RC-498A	1531±47	77	1950±57	78	Serra de Jacobina - Bahia
JT-812	1320±82	77	1859±59	78	Serra de Jacobina - Bahia

Figura 5

terminado intervalos, coincidentes com importantes estágios petrogenéticos de significado continental.

Como já nos referimos anteriormente, essas datações foram consideradas de acordo com seu significado geológico para evitar uma perigosa generalização (4).

As idades Rb/Sr distribuem-se em uma curva de seqüência irregular, mas que, de uma forma geral, apresenta um notável incremento a partir de 2.000 m.a., alcançando um máximo entre 1.800 e 1.600 m.a. Há em seguida um declíneo que alcança o mínimo entre 1.000 e 800 m.a. Novamente aumenta a freqüência entre 750 e 450 m.a.

As idades K/Ar já distribuem-se com mais irregularidades, porém em uma curva média coincidindo mais ou menos com as variações gerais de freqüência dos valores Rb/Sr. Há, contudo, um verdadeiro pique na altura de 500 m.a. e um outro mais atentado na altura de 1.600 m.a.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

1º – Comparando o aspecto estrutural do Brasil com as grandes entidades geotectônicas fanerozóicas e guardando as mesmas relações de escala, toda a área oriental (“provincia Atlântica”) viria constituir-se em um segmento de uma faixa orogênica, comparável às Montanhas Rochosas ou ao Himalaia; enquanto a parte ocidental constituir-se-ia em um segmento

de “plataforma” “placa continental” ou craton, na definição de Stille.

2º – A área apelidada de “craton do São Francisco”, compreenderia dois pequenos remanescentes síalicos mais rígidos que, à semelhança de “maciços medianos”, preservaram-se durante as convulsões orogênicas do Proterozóico Superior.

3º – Os principais sistemas de falhamento, do Nordeste, do Espinhaço e de Sudeste, originaram-se nas inflexões do “sistema regmático primitivo nordeste-noroeste”, que encontra-se pouco deformado no craton Amazônico e ainda subsiste no substrato crustal.

4º – “Cratons” e “cinturões móveis” como definidos para o Sul d’África e para a parte oriental do Brasil, seriam “entidades geotectônicas”, secundárias, ou de segunda ordem, que comporiam as grandes zonas orogênicas proterozóicas similares às fanerozóicas.

Por isso, não podem ser comparadas geométrica, genética e evolutivamente às maiores entidades geotectônicas atuais.

5º – Não existe a “faixa Araçuaí” como enunciado originalmente, constituindo uma seqüência geossinclinal dobrada no limitado intervalo do evento brasileiro.

6º – Como já havíamos sugerido em 1976 e 1978, e hoje vem sendo demonstrado pelos pesquisadores da Universidade de Brasília, parece que a zona abrangida pela unidade Araxá,



Figura 6

representaria a faixa central de um imenso sistema geossinclinal, em que as rochas básico-ultrabásicas do complexo de Niquelândia representariam um testemunho de assoalho oceânico.

79 — Sugerimos que o enfoque geotectônico da evolução da crosta precambriana do Brasil, mantenha-se dentro das dimensões próprias dessa escala de visão, isto é, da Tectônica de Placas e que se evite a nomenclatura geotectônica para fenômenos menores ou para os estudos em áreas de dimensões provinciais.

80 — Sugerimos que se dê maior importância aos Sistemas de falhas, nos trabalhos de mapeamento, analisando em detalhes e com máximo cuidado os sintomas do deslocamento e respectivas características mecânicas nos afloramentos.

As falhas têm que ser classificadas pelo comportamento mecânico e respectiva posição cronológica, caso contrário, em quase nada contribuirá sua representação para elucidação dos problemas tectônicos e estratigráficos.

Raramente as falhas são materializadas em uma única superfície de ruptura e os grandes sistemas apresentam-se sempre por zonas de falhas, isto é, uma porção tabular da Crosta, de espessura proporcional a suas extensões, e formado por uma sucessão de superfícies.

Essas superfícies consubstanciadas em bandas quartzosas ou de diferentes constituições litológicas, refletem-se no relevo por cristas e vales paralelos, descontínuos e intrincados. O cruzamento com uma outra zona transversal pode provocar a interrupção topográfica de cristas sucessivas, o que dá nítida impressão (aerofotográfica) de um deslocamento.

Esta circunstância tem sido usado frequentemente para a identificação do movimento nas falhas interceptantes (principalmente após o advento das imagens de radar) e é constatável nas áreas precambrianas da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Salvador, Rio Doce, Rio de Janeiro/Vitória/Iguape, etc.) e do Projeto RADAM.

O sistema de falhas entrecruzadas dos rios Colômi e Pardo, no sul da Bahia, representados na folha de Salvador, são um exemplo de uma interpretação sob a influência dessas peculiaridades topográficas enganosas; pois as interrupções ali mostradas são artificiais, subjetivamente interpretadas a partir de meros acidentes geomorfológicos, condicionados às últimas reativações mesozóico-cenozóicas, por movimentos normais.

Nenhuma daquelas falhas têm indicações de movimento. Isto talvez pela dificuldade dos autores em entender o modelo mecânico, com aquelas interrupções e deslocamentos altamente conflitantes.

Entre duas linhas de falhas paralelas ao rio Colônia, está representada uma ampla zona de cisalhamento (± 10 km) que só poderia ter se originado em um movimento transcorrente de grande monta. Essa zona, porém, é interrompida bruscamente pela falha de direção NW, cujo movimento (não indicado), que deveria logicamente também ser de grande monta (face àquela interrupção), não deslocou o maciço sientífico de Palmares que, todavia, mostra-se cortado pela mesma falha. Por outro lado ela desloca estratos mais novos do grupo Rio Pardo e uma outra falha mais nova, sob uma cobertura quaternária (?).

As falhas do rio Colônia limitam os pacotes mesozóicos de Ilhéus, o que demonstra sua reativação mais recente.

Observando-se cuidadosamente as aerofotos (e mesmo os radargramas), constata-se que o quadro estrutural é bem diferente do representado no mapa.

Cerca de sete quilômetros a sudeste do rio Colônia, entre Itapé e Itaju do Colônia, uma linha de falha, limitante de um

degrau topográfico, estende-se na direção NE e encurva-se para sul, ao se aproximar de Palmares, até quase unir-se obliquamente à outra linha de falha de direção NW, na altura de Potiraguá. Estas duas falhas estão traçadas no mapa em questão, sem, porém, o encurvamento da primeira. As outras duas falhas paralelas a essas, traçadas no mapa, nada mais são do que uma composição de alguns dos traços das inúmeras superfícies secundárias de ruptura, componentes das duas falhas principais.

O encurvamento da falha NE, denuncia um esforço horizontal no sentido NW, ao longo da falha ou da zona de falha NW, condizente com a movimentação do bloco Salvador-Chapada Diamantina-Irecê.

Aquelas interpretações subjetivas, sem uma cuidadosa constatação de campo e uma análise crítica da lógica geométrica, é que dão origem a interpretações errôneas, como aquela das falhas da serra do Cipó e da serra do Catuni, a que nos referimos anteriormente.

É relativamente fácil se observar que o vulcanismo, o plutonismo e os efeitos granitizantes do Proterozóico Superior estão estreitamente relacionados a removimentações ao longo dessas antigas rupturas. Porisso obtém-se um grande número de idades radiométricas dessa época, na faixa de falhamentos noroeste que se estende de Abrolhos à Xique-Xique.

Para caracterização e reconstituição do evento tectônico denominado Brasileiro é fundamental que se investigue profundamente aquele relacionamento.

¹ Devemos fazer aqui um comentário sobre o nosso trabalho de 1977 (Braun & Baptista - 1978), na página 268, onde dissemos que o "topônimo Itabira significa Pedra Alta". Realmente, "bira" por corruptela de "imberab", em guarani, poderia significar brilhante ou luzente, donde os nomes Itabera e Itaberaba, com o significado de pedra luzente, cristal ou diamante, como registra o livro "Denominações Indígenas na Toponímia Carioca" (J. Romão da Silva - 1966); entretanto o mesmo livro registra para Itabira outras origens, como com os sufixos "byra" e "mbyra", significando respectivamente levantado, erguido, elevado e fundo, base, embasamento. Por constituir uma serra achamos que a raiz mais correta deverá ser "pedra alta", e talvez Eschwege tenha se confundido.

A respeito dessa hipótese é interessante citar os comentários feitos, em 1932 por Krusch, em Berlim, sobre uma dissertação do prof. Scheibe: "Como já observou o senhor Scheibe, no Brasil é fácil estabelecer uma relação genética entre as rochas eruptivas básicas, localmente associadas a tufo, com os minérios de ferro, e supor uma relação semelhante entre minérios e rocha eruptiva, etc.. No meu entender, o mais provável é que o metamorfismo regional tem papel preponderante na questão genética das jazidas de itabirito". E.... "não posso concordar com o senhor Scheibe, quando ele vê nessa estrutura de camadas uma função que é decisiva para origem sedimentar primária, porque mesmo em transformações secundárias aparece essa estrutura... Os complexos em camadas finas não excluem, portanto, nem um metamorfismo de contato, nem um regional"... "É muito difícil responder a uma pergunta sobre qual seria o material original dos itabiritos. Pode-se comprovar somente que a hematita vermelha da martita é mais recente do que o ferro magnético; não se sabe também com certeza d'onde provêm os carbonatos". "Aproveito a oportunidade para chamar a atenção sobre o fato de que mesmo calcários, em um metamorfismo regional, podem formar um complexo de camadas finas de minério de ferro e calcário...".

Esta hipótese, como a da diferenciação metamórfica são apoiadas por recente trabalho desenvolvido no escudo Ucrâniano, por G. I. Khyazer et alii, 1970. Esses autores demonstram que, em situações muito semelhantes a algumas das nossas, "quartzitos ferruginosos gradam diretamente para piroxenitos, serpentinitos e anfíbolitos"... "Como resultado de quartzificação e enriquecimento de magnetita, os anfíbolitos passam diretamente para quartzitos magnéticos"... "Os anfíbolitos pertencem à série cummingtomita". "Diminutas lâ-

minas de hematita foram depositadas ao longo do bandamento dos quartzitos².

Ultimamente, com o estabelecimento de relações cronoestratigráficas e metalogenéticas com determinados tipos de minério de ferro, generalizou-se a identificação de “modelos metalogenéticos” a partir da observação da pretensa presença de itabiritos e “meta-chert” (melhor seria em português meta-sílex) em certas seqüências. Acontece, porém que estes dois tipos litológicos passaram a ser identificados em qualquer rocha ferrífera e quartzítica, na ânsia de se descobrir *greenstone belts* e seqüências arqueanas.

Rochas ferruginosas bandadas ocorrem em variadíssimas situações, em todos os níveis cronoestratigráficos, principalmente no Pré-Cambriano; assim como identificar de imediato um meta-sílex em qualquer quartzito é pura pretensão; pois, dependendo de sua pureza, quartzitos de origem sedimentar, clástica ou química, de metassomatismo (como os de Macaúbas, do Bambuí e até do Aquidauana na Bacia do Paraná e do Aliança, no Jurássico do Nordeste), de milonitização ou de diferenciação metamórfica, são simplesmente indistinguíveis quanto à sua origem, petrográfica ou petroquimicamente.

Voltamos a afirmar aqui que é fundamental pesquisar, desapaixonadamente, a origem do itabirito antes de formular qualquer ilação metalogenética ou geo-histórica.

Parece-nos que os itabiritos, com relacionamento básico-ultra-básico, do Espinhaço, como de Guanhães e a noroeste da serra da Piedade, representam os de origem primária mais antiga, provavelmente arqueana, aos quais relaciona-se o ouro primário. O tipo quartzo-hematítico pode ser predominantemente derivado dos jaspilites que se associam à seqüência vulcânico-sedimentar do Proterozóico médio (deste tipo são os seixos encontrados no conglomerado Sopa). Os tipos hematítico-carbonáticos (com anfibólitos) podem derivar de margas das seqüências superiores, de metassomatismo sobre dolomitos, ou mesmo da diferenciação metamórfica muito adiantada, das próprias seqüências básico-ultra-básicas, ou intermediárias antigas ou relacionadas ao vulcanismo Nova Lima (vide mais adiante). Nesse último caso poderiam ter origem primária semelhante aos minérios vulcanogênicos de Kiruna, Suécia (Frietsch – 1978).

² O termo correto é calcissilicática e não calcossilicático como vem sendo usado, pois calco é um prefixo que significa cobre (daí calcopirita, calcosita, etc.).

Este exemplo não deixa nenhuma dúvida quanto à validade da hipótese, por nós formulada, de que muitas rochas calcissilicáticas, calcários e quartzitos, possam provir da diferenciação de rochas dioríticas ou andesíticas. Por outro lado demonstra uma das possíveis origens da albitização ocorrida em certas zonas dessa região.

3 Na proximidade da cidade de Porteirinhas, no norte de Minas, cerca de dezesseis quilômetros na estrada para Janaúba, ocorre um corpo alongado de brecha vulcânica de matriz andesítica, praticamente indeformada. Os fragmentos, são de variada natureza distinguindo-se granito, quartzo-porfiro, xisto, quartzito e milonitos. Essa brecha vulcânica, pelo grau de preservação, poderá ser pós-Bambuí, correlacionando-se ao vulcanismo ácido-intermediário do episódio “Jaibaras-Bom Jardim-Castro”.

4 Um especial cuidado que tivemos foi com as datações obtidas no período de 1976 a 1977, em que foi constatada uma contaminação ambiental de estrôncio no Laboratório do Instituto de Geocronologia da Universidade de São Paulo, que produziu uma série de resultados errados. Essa contaminação só foi descoberta ao se perceber uma exagerada discrepância de alguns resultados com sua situação geológica, e por isso mandar repetir-se a análise.

Como pode ser constatado nos resultados de algumas dessas análises estampadas no quadro 1, as idades chegaram a apresentar erros da ordem de 1.700 milhões de anos.

Os valores Rb/Sr no intervalo de 1.800 a 1.600 são mais freqüentes no craton Amazônico, porém ocorrem distribuídos por todo o Brasil. Esta dispersão geral vai até a altura de 750 m.a., quando então os valores, tanto Rb/Sr como K/Ar, até 450 m.a., restringem-se quase exclusivamente à parte oriental ou “província Atlântica”, como é mostrado no mapa da figura 6.

Apenas cerca de uma dezena de pontos localizam-se na área ocidental e coincidentemente com zonas de falha, que mostram atividades na deformação pós-Bambuí.

Essa distribuição demonstra cabalmente que, nesse intervalo, toda a parte oriental foi afetada, generalizadamente, por um evento geotectônico.

Analisada a situação geológica dos resultados nesse intervalo, verificou-se que a maior freqüência de idades refere-se a granitos, migmatitos e pegmatitos. Exceptuando-se alguns granitos, com boas relações estratigráficas, essas demais rochas mostram-se sempre intimamente relacionadas a complexos polimetamórficos cuja evolução ainda é muito discutível. Cordani et alii (1973), no estudo geocronológico da área sudeste do Brasil afirmam que os gnaisses e migmatitos “não são necessariamente fechados para o estrôncio”, que as relações isotópicas do estrôncio podem ser modificadas *in situ*, pela introdução de “uma quantidade variável de estrôncio de relações isotópicas diferentes, durante a granitização, e ainda que, em “um mesmo período, migrações irregulares afetam o sistema Rb/Sr entre as partes de composição diferente das rochas bandadas” (gnaisses listrados, milonito-gnaisses, migmatitos estromáticos, etc.).

As únicas rochas, em nossa opinião, cujas idades radiométricas (isotópicas) são indiscutíveis, referem-se às efusivas dos grupos Bom Jardim e Castro e os epimetamorfitos do grupo Bambuí. Ambas são indicadores de um considerável aumento de temperatura na Crosta, em um lapso bem limitado, cujas efusões vulcânicas são o atestado indiscutível.

Entretanto, a nítida subordinação desse magmatismo às estruturas de ruptura, tipo *rift valleys*, e a constatação de que quase todas as rochas migmatíticas e outros metamorfitos afetados por aquele evento “tectono-termal”, em toda a área oriental, são pré-Bambuí, sugerem que o evento deve ter tido características mais epirogenéticas do que orogênicas. A curta duração, pequena magnitude do magmatismo e da deformação, em relação ao evento anterior (1100 – 1900 m.a.), faz-nos acreditar ser o evento Brasileiro uma episódica recrudescência daquele mais antigo ou, então, o primeiro espasmo da orogênese caledoniana que prenunciou toda a seqüência diastrófica do Fanerozóico.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de et alii – Debates da Reunião Preparatória para o Simpósio do Craton do São Francisco – *Anais da Reunião Preparatória* . . . 1978 – Soc. Bras. de Geol. – Núcleo da Bahia/Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia – Publ. Especial n. 3. Salvador.
- ALMEIDA, F. F. M. de et alii – A faixa de Dobramentos Araçuaí na Região do Rio Pardo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, 1978, *Anais* vol. 1, p. 270-281 – Recife.
- BELLOUSSOV, V. V. – Type of folding and their origin. *International Geology Review*, vol. 1, n. 2 – 1959.
- BRAUN, O. P. G. – *Projeto Roraima*, 2ª fase, Levantamento Geológico Integrado (“Fotointerpretação Preliminar”). MME-DNPM/CPRM, 1973, 248 pp. – Rio de Janeiro.
- BRAUN, O. P. G. – O termo Associação na Terminologia Estratigráfica Brasileira. *Anais* do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, S. B. G., 1975 – p. 151-159 – Porto Alegre.
- BRAUN, O. P. G. – Condicionamentos Regionais das Acumulações Minerárias no Brasil. In: *Seminário Brasileiro sobre Técnicas Exploratórias em Geologia*, 1, Brasília, DNPM, 1976.
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. B. – Considerações sobre a Geologia Pré-Cambriana da Região Sudeste e Parte da Região Centro Oeste do Brasil – *Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco*, Soc. Bras. de Geol., Núcleo da Bahia – Publ. Esp. n. 3, 1978 – pp. 225-350, Salvador, Bahia.
- BRAUN, O. P. G. & BAPTISTA, M. B. – Alguns Comentários sobre a Formação Macaúbas e a Evolução Tectônica do Espinhaço – *I Simpósio de Geologia de Minas Gerais* – S. B. G. Núcleo de Minas Gerais/Instituto Eschwege (no prelo) – 1979.
- CORDANI, U. G.; DELHAL, J. R.; LEDENT, D. – Orogénese Superposées dans le Précambrien sur Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais) *Rev. Braz. de Geoc.* 3 (1):1-22 – 1973. São Paulo.
- FRIETSCH, R. – On the magmatic Origin of Iron Ores of the Kiruna-Type. *Econ. Geology*, Vol. 73, n. 4 – Jun-Jul, 1978 pp. 478-485.
- GUIMARÃES, D. e BARBOSA, O. – Contribuição ao Estudo da Origem dos Depósitos de Minério de Ferro e Manganês do Centro de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM-SFFPM, *Boletim* n. 8 – 1935, 70 p.
- GUIMARÃES, D. – Contribuição ao Estudo do Polimetamorfismo da Série Minas. DNPM-DFPM – 1966 – *Avulso* n. 90 – Rio de Janeiro.
- HARDER, E. C. – The “Itabirite” Iron Ores of Brazil – 1914, *Economic Geology* – Vol. IX, n. 2 pp. 101-111 – U.S.A.

HARDER, E. C. and CHAMBERLIN, R. T. - The Geology of Central Minas Gerais, Brazil - 1915: *Journal of Geology* vol. 23, p. 341-378.

INDA, H. A. V. e BARBOSA, J. F. *Mapa Geológico do Estado da Bahia* - 1978 - Gov. do Estado da Bahia, Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral - Mapa e Texto, 137 pp. - Salvador.

KNYAZEV, G. I., RESHIT'KO, V. A. e FEDOROVKAYA, L. I. - Genesis of Ferruginous Quartzites - *Internat. Geology Rev.* Vol. 12, n. 9.

KRUSCH, J. P. - Zum Vortrage des Herrn E. A. Scheibe Über die Entstehung, der Itabirite. *Zeitschrift des Geologischen Gesellschaft*, Berlin 84: 48-49, 1932.

PFLUG, R. - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. 1965 - DNPm-DGM, *boletim* n. 266. Rio de Janeiro.

PERICON, H. Z. - O Contato de Empurrão Canastra-BambuÍ na Borda Ocidental da Bacia do Bambuí - In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30 *Anais*, vol. 1, p. 413-424, 1978 - Recife.

PYKE, D. R. - One the Relationship Between Gold Mineralization and Ultramafic Rocks in the Timmins Area, Northeastern Ontário. *CIM Bulletin*, september, 1976, pp. 79-87, Toronto.

SAGGERSON, E. P. - 1978 - *Metamorphic Map of Africa*. Comission on The Geological Map of the World (CGMW-CCGM) - UNESCO - PARIS.

SCOTT, H. K. - The Iron Ores Of Brazil - Brazilian Engineering and Mining Review - *Journal of Iron and Steel Institute*, 1905, DNPm-RJ.

TEIXEIRA, N. A. e DANNI, J. C. M. - Contribuição à Estratigrafia do Grupo Araxá na Região de Passos (MG) - In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, *Anais*, Vol. 2, p. 701-710, 1978 - Recife.



FOTO Nº 1 - Imagem LANDSAT (Canal 6 - tomada em 15 de maio de 1975). A oeste vê-se alguns vales de inundações da represa de Três Marias, a norte uma parte da serra do Cabral e a leste o bordo da serra do Espinhaço, com os nomes locais de serra Mineira, serra do Cipô. A linha interrompida marca os contatos basais do grupo Bambuí, mostrando como ele se dispõe naturalmente discordante com os quartzitos do Espinhaço. As falhas inversas, representadas pelas linhas farpadas, são nitidamente truncadas pelas camadas Bambuí, evidenciando terem sido formadas antes da deposição dessas camadas. Nas proximidades da localidade de Pequi e Sete Lagoas as camadas Bambuí jazem horizontais, porém, junto à serra do Espinhaço apresenta-se deformadas por uma ligeira reativação tectônica.



FOTO Nº 2 - Imagem LANDSAT (Canal 7 - tomada em 16 de agosto de 1973). Serra do Cabral a sul e Bordo ocidental da serra do Espinhaço a leste. Vê-se a sul, contato natural do Grupo Bambuí (B), recobrimto discordantemente os quartzitos do Espinhaço(E) e a formação Macaúbas(M). Das proximidades de Montes Claros, para norte, os contatos são por falha oblíqua (representada por linha sinuosa). O retângulo, próximo a Montes Claros, assinala o local onde se pode ver a discordância erosiva e angular, no contato natural entre as camadas Bambuí(B) e a formação Macaúbas(M). Mais ou menos ao longo desse contato e no seu prolongamento pela falha da serra do Catuni(passando em Janaúba) foi convencionalmente o limite do craton do São Francisco, que estaria representado por uma falha de empurrão.

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS



1-09 N 515-49/W042-03 MSS 6 SOL EL38 A2048 189 05156 P L2 02 INPE ERTS E-173209-121959-6

PROCESSADO 23MA175

18AG073 MPS1 234-71 C1 515-51/W043-32 MSS 7 SOL1 EL42 A2053 B 190 LL N CNPO INPE LANDSAT 173208 122526
 PEF G-3 SRB1 150-23 N1 515-50/W043-28 1-05421 ROC -BRASIL- 11/04/78 CENH 000

FOTO Nº 3 - Imagens LANDSAT, nos canais 6 e 7, tomadas em agosto de 1973. Rio São Francisco a oeste e serra do Espinhaço ao centro. As camadas horizontais do grupo Bambuí (siltitos, arenitos, margas e calcários) ocupam a baixada às margens do rio São Francisco. As rochas metamórficas e deformadas do Espinhaço formam as serras na parte central da ilustração. Entre Mato Verde e Guanambi, as camadas Bambuí mostram uma evidente discordância erosiva e angular com os quartzitos, metaconglomerados e xistos do Espinhaço. Observa-se inúmeras falhas oblíquas e inversas, com direção aproximadamente meridiana. A linha grossa interrompida, representa o limite entre o "craton do São Francisco" e a "faixa de dobramentos Araçuaí", como delineado no esboço de F.F.M. de Almeida e ilustrado na página 14 dos Anais da Reunião Preparatória de Salvador (1977). Como se pode constatar aqui, as estruturas da existência desse imaginoso limite.

PEGMATITOS DO MÉDIO JEQUITINHONHA

Um Modelo Genético

*José Haroldo da Silva Sá
Reinholt Ellert*

Na região dos municípios de Itinga-Araçuaí, no médio Jequitinhonha, nordeste de Minas Gerais, foram estudados mais de uma centena de pegmatitos, distribuídos em uma área de aproximadamente 800 km². Esta região faz parte de um distrito pegmatítico que contém depósitos de minerais de Lítio, cassiterita, berilo, além de quantidades subordinadas da tantalita-columbita, gemas e pedras coradas. Regionalmente predominam quartzo-mica xistos, localmente ricos em cordierita, com orientação geral NE-SW com mergulhos para NW. Esses xistos, atribuídos ao Grupo Macaúbas, foram intrudidos por plutons de composição granítica. Datações geocronológicas, efetuadas pelo método Rb-Sr, indicaram idades em torno de 656 ± 40 milhões de anos para os xistos e 519 ± 6 milhões de anos para os granitos. Moscovitas de dois pegmatitos foram datadas pelo método K-Ar, obtendo-se idades de 467 ± 18 e 490 ± 12 milhões de anos. Os pegmatitos são classificados em simples e complexos, com base em critérios mineralógicos e estruturais. Os pegmatitos simples são constituídos de feldspato (principalmente microclínio), quartzo e moscovita; acessoriamente de feldspato (principalmente microclínio), quartzo e muscovita; acessoriamente encontra-se berilo e turmalina (afrisita). Nos pegmatitos complexos além dos minerais dos pegmatitos simples, há uma notável associação mineralógica acessória, na qual se destacam os minérios de Lítio (petalita, espodumênio, lepidolita e ambliognonita), de Césio (polucita), cassiterita, tantalita-columbita, além de uma grande variedade de turmalinas. Os pegmatitos do tipo complexo concentram, preferencialmente, uma das formas mineralógicas do Lítio. Os pegmatitos simples afloram com formas tabulares, freqüentemente exibindo um zoneamento textural interno devido o aumento da granulação que cresce da borda para o centro. Nos complexos, as formas mais comuns se aproximam do tipo lenticular, mostrando internamente distinto zoneamento textural e mineralógico. Os pegmatitos com espodumênio, que se apresentam com formas tabulares, exibem estrutura interna praticamente homogênea. Os pegmatitos do tipo simples estão distribuídos em toda a área, tanto dentro dos maciços graníticos, como nos xistos. Os tipos complexos estão encaixados nos xistos e mostram arranjo zonal; os pegmatitos com petalita estão mais próximos dos maciços de granito e, mais distanciados, estão os portadores de lepidolita e de polucita, que exibem o maior grau de complexidade estrutural e mineralógica. Geneticamente os pegmatitos estão relacionados com os granitos os quais apresentam elevados teores de Lítio, Césio e Berílio quando comparados com granitos normais da crosta. Análises das relações Rb/K e Cs/K em feldspatos potássicos dos diferentes pegmatitos, mostraram um progressivo aumento destas relações, sendo os maiores valores encontrados nos feldspatos dos pegmatitos mais complexos. Conclui-se que os pegmatitos foram formados, nos primeiros estágios, através de sucessivas cristalizações de frações residuais do magma granítico, com progressivo enriquecimento em Lítio e, nos estágios mais tardios, através de processos metassomáticos, responsáveis pela formação dos pegmatitos mais complexos.

INTRODUÇÃO

Na região do médio rio Jequitinhonha, nordeste de Minas Gerais, encontra-se um dos mais importantes distritos de pegmatitos do país, que faz parte da Província Pegmatítica Oriental (PAIVA, 1946). Este distrito responde pela maior parte da produção brasileira de minérios de Lítio (espodumênio, petalita, lepidolita, ambliognonita) e já teve posição destacada no suprimento de cassiterita e berilo. Além destes minérios, a região é conhecida pelo fornecimento de gemas, pedras coradas e outras preciosidades mineralógicas, desenvolvendo ainda uma produção regular de feldspato.

Os pegmatitos se distribuem pelos municípios de Itinga, Araçuaí, Virgem da Lapa, Coronel Murta e Salinas, mas as

maiores freqüências, ou exposições, são encontradas nos dois primeiros municípios, principalmente nos vales do ribeirão Piauí e córrego Genipapo, afluentes do Jequitinhonha e no vale das Tesouras que tem drenagem para o rio Araçuaí. Nestas áreas concentraram-se as pesquisas cujos resultados são aqui apresentados.

Foram realizados trabalhos de levantamentos geológicos, análises petrográficas e geoquímicas, datações geocronológicas e estudos de detalhe em 121 corpos de pegmatitos, procurando-se determinar seus elementos geométricos, relações com as rochas encaixantes, mineralogia principal e acessória, quimismo, texturas, zoneamentos, alterações e distribuição espacial.

Os dados obtidos foram integrados e interpretados, propondo-se para os pegmatitos da região uma classificação genética e um esquema evolutivo, com base em modelos já existentes. Conquanto as pesquisas estejam concentradas em áreas relativamente restritas, seus resultados podem ter significado regional, uma vez que as características geológicas das áreas pesquisadas são extensivas à maior parte do distrito acima citado.

GEOLOGIA REGIONAL

Xistos e granitos são os tipos litológicos predominantes e neles estão encaixados os pegmatitos, principalmente nos xistos, que abrigam os corpos de pegmatitos mais desenvolvidos. Sobre essas rochas depositaram-se extensas coberturas de sedimentos areno-argilosos, que no Terciário ocuparam toda a bacia do médio Jequitinhonha (HARTT, 1870).

No estabelecimento da atual rede de drenagem o relevo foi esculpido, restando, em forma de chapadas, testemunhos dos sedimentos Terciários. Os processos erosivos possibilitaram, novamente, a exposição dos xistos, granitos e pegmatitos. A Figura 1 mostra, para a região dos vales do ribeirão Piauí e córrego Genipapo, no médio Jequitinhonha, a distribuição das referidas unidades litológicas.

OS XISTOS

Os xistos que ocorrem na região norte de Minas Gerais, incluindo o médio Jequitinhonha, foram considerados por MORAES (1932) como pertencentes à "Formação Macaúbas". Na área estudada, os xistos apresentam composição bastante simples, constituídos essencialmente de quartzo, biotita, sericita (moscovita) e, acessoriamente, cordierita, granada e andaluzita. São de granulação fina, textura quase sempre homogênea, localmente com alternâncias de leitos milimétricos, diferenciados pela maior ou menor concentração de quartzo e biotita.

A cordierita ocorre sob a forma de nódulos ovalóides, com dimensões que variam desde milímetros até alguns centímetros, localmente formando bandas de concentração. Em lâmina delgada, observa-se que esses blastos de cordierita possuem contornos irregulares e cresceram poiquiloblasticamente, englobando grãos de quartzo e mica. É possível que o aspecto macroscópico dos xistos ricos em porfiroblastos de cordierita leve a confundir estas rochas com metaconglomerados. Granada e andaluzita são minerais escassos e ocorrem também em forma de blastos, englobando grãos de quartzo e mica.

Em alguns locais encontra-se lentes de anfíbolito encaixadas nos xistos, concordantes com a orientação geral e com espessuras que variam desde centímetros até alguns metros. São rochas de granulação média, constituídas essencialmente de quartzo e hornblenda.

A foliação dos xistos tem orientação geral NE-SW com mergulhos moderados para NW. Localmente desenvolve-se uma segunda foliação, através de planos de clivagem, ao longo dos quais encontra-se biotita recristalizada. São planos de cisalhamento, estreitamente espaçados, que induzem a transposição da foliação anterior. No vale das Tesouras, bem como para leste da cidade de Araçuaí, o mergulho da foliação dos xistos muda para SE, fato já observado por COSTA SENA (1883), que sugeriu a existência de um eixo sinclinal nas vizinhanças do córrego Calhauzinho.

Na Tabela 1 são apresentados os dados analíticos de composição química dos xistos. Considerando-se a constituição mineralógica destas rochas, admite-se que as variações dos teores dos elementos analisados estão principalmente relacionadas

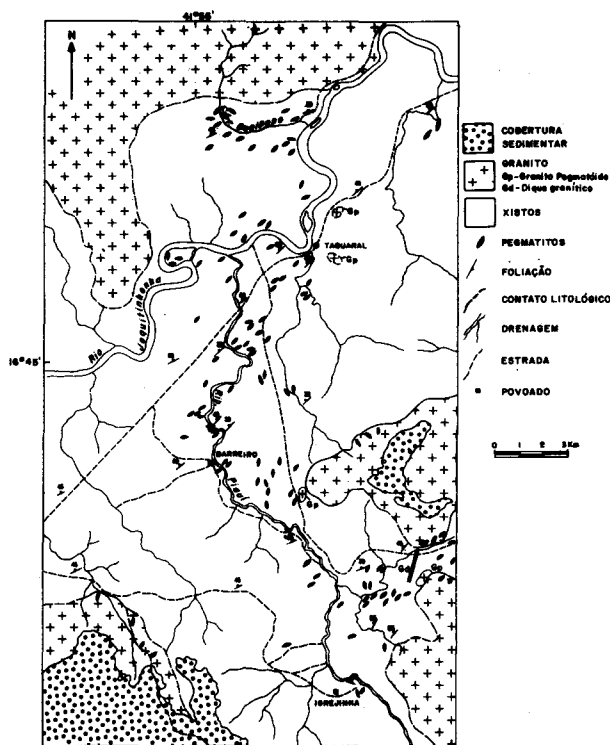


FIGURA 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO RIBEIRÃO PIAUÍ (médio Jequitinhonha)

com as variações das quantidades de micas e quartzo. Onde a composição original foi favorável quanto a disponibilidade de Magnésio, houve condições para a formação de cordierita.

OS GRANITOS

Estes geralmente se apresentam como maciços que se destacam na topografia. São constituídos de microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita, moscovita e quantidades acessórias de hornblenda, apatita e zircão. Mostram significativas variações quanto a distribuição dos minerais essenciais. A moscovita restringe-se às zonas das bordas dos maciços, estando praticamente ausente nas suas partes centrais. São também notáveis as variações texturais, desde o tipo equigranular até o sub-

TABELA 1 - DADOS ANALÍTICOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS XISTOS (ROCHA TOTAL)*

AMOSTRA	K ₂ O %	CaO %	Al ₂ O ₃ %	MgO %	Li ppm	Be ppm	Cs ppm	Rb ppm	Sr ppm	Sn ppm	Nb ppm
JH/25	2,40	0,92	9,92	1,57	30	1	8	82	90	<20	20
JH/23B	3,78	0,76	14,45	2,80	40	2	4	128	71	<20	18
JH/23A	3,12	1,02	13,36	2,78	60	1	10	125	111	<20	25
JH/26B	3,70	1,20	12,28	2,53	45	1	15	133	89	<20	22
JH/20A	2,72	1,19	13,41	2,62	60	3	10	124	103	<20	26
JH/222	2,95	0,72	15,39	3,13	50	3	14	152	134	<20	20
JH/223	3,23	0,63	15,68	2,85	35	2	9	130	77	<20	22
JH/195	3,65	0,64	15,20	3,20	45	1	9	150	100	<20	26
JH/122D	3,40	0,70	14,35	2,97	70	<1	8	154	104	<20	24
JH/22	2,50	1,20	14,35	2,36	40	4	7	115	181	<20	25
Média	3,14	0,89	13,83	2,68	47	2	9,4	129	106	<20	22
JH/SOC**	4,37	0,67	18,13	1,79	1600	12	180	794	35	30	37

*Al, Mg, Li, Be e Cs analisados através de absorção atômica, demais elementos através de fluorescência de Raios-X

**Xenólito de xisto no granito

-porfírico. Nas partes mais internas dos maciços são comuns os fenocristais de microclínio, englobando grãos de biotita, quartzo e plagioclásio. Nas partes periféricas os maciços de granito apresentam texturas equigranulares, com granulação mais fina que aquela das partes internas.

Na área encontra-se corpos graníticos de forma irregular, ocorrendo nas bordas dos maciços ou afastados deles. São corpos com dimensões aflorantes de dezenas a centenas de metros, que mostram notáveis variações texturais, desde o tipo equigranular fino até as texturas pegmatíticas. Outra característica destes corpos é a quase constante presença de turmalina (afrisita), em quantidades apreciáveis, em forma de agulhas milimétricas até centimétricas. Considerando as feições texturais e mineralógicas destes corpos, que podem representar uma situação intermediária entre os granitos e os pegmatitos propriamente ditos, é válido designá-los como granitos pegmatóides. Outros corpos que merecem ser destacados são alguns diques de granito que saem dos maciços e cortam os xistos.

Na Tabela 2 são apresentados os dados analíticos de composição química dos granitos, mostrando significativas variações nos teores dos elementos químicos analisados. Estas variações devem refletir diferentes proporções relativas dos minerais essenciais, como citado anteriormente. Com relação aos elementos traços – particularmente Lítio, Césio e Berílio – os teores encontrados são consideravelmente superiores à média dos granitos (TAYLOR, 1964), mostrando uma feição geoquímica importante dos granitos aqui tratados, aos quais estão associados pegmatitos mineralizados com os elementos acima citados.

TABELA 2 - DADOS ANALÍTICOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS GRANITOS (ROCHA TOTAL)*

AMOSTRA	K ₂ O %	CaO %	Al ₂ O ₃ %	MgO %	Li ppm	Be ppm	Cs ppm	Rb ppm	Sr ppm	Sr ppm	Sn ppm	Nb ppm
QUA/10	3,48	1,54	13,22	0,44	300	12	46	264	187	<20	53	
JH/50A	4,47	0,69	17,80	0,39	400	35	58	408	57	<20	15	
JH/57A	4,67	0,57	12,84	0,38	230	7	23	418	45	<20	20	
JH/21B	3,19	1,66	11,76	0,51	65	6	10	206	171	<20	61	
JH/58	4,78	0,67	12,75	0,35	200	11	30	353	48	<20	20	
JH/64	4,10	0,62	13,97	0,10	290	25	15	174	18	<20	40	
JH/21C	4,11	1,54	13,60	0,36	180	8	8	202	199	<20	42	
JH/21E	4,46	1,68	15,48	0,38	195	14	12	235	204	<20	50	
JH/21G	4,10	1,38	13,60	0,28	90	19	20	224	144	<20	78	
Média	4,15	1,15	13,89	0,35	216	15	24	276	119	<20	42	

Valores Médios para Granitos (TAYLOR, 1964)

4,02 2,21 14,55 0,26 30 5 5 150 285 3 20

*Al, Mg, Li, Be e Cs analisados através de absorção atômica, demais elementos através de fluorescência de Raios-X

A Tabela 3 apresenta os valores de composição química de

TABELA 3 - DADOS ANALÍTICOS DE COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE CONCENTRADOS DE BIOTITA DOS GRANITOS*

AMOSTRA	K ₂ O %	CaO %	Al ₂ O ₃ %	MgO %	Li ppm	Be ppm	Cs ppm	Rb ppm	Sr ppm	Sn ppm	Nb ppm
JH/50A	7,55	0,10	19,36	3,89	6.500	9	650	2.300	6	73	135
JH/21D	7,30	0,66	13,60	5,70	2.000	3	560	1.270	20	60	375
JH/21B	4,71	0,14	16,00	2,32	2.700	25	700	1.230	13	180	400
JH/57A	7,00	0,13	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.000	4	56	125
QUA/10	7,78	0,61	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.370	11	74	240
JH/21B	7,10	0,55	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.260	21	64	245
JH/21C	6,77	0,78	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.060	24	57	270
JH/58	6,86	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.800	2	54	110

n.a. = não analisado

*Al, Mg, Li, Be, e Cs analisados através de absorção atômica, demais elementos através de fluorescência de Raios-X.

concentrados de biotita, separados nas mesmas amostras dos granitos que foram analisados em rocha total. Estes resultados indicam que grande parte dos elementos traços encontrados nos granitos estão associados à biotita.

GEOCRONOLOGIA

Os xistos e granitos foram datados pelo método Rb-Sr em onze e oito amostras (rocha total), respectivamente. Deste modo obteve-se, para os xistos, uma isócrona de referência com valor de 656 ± 40 milhões de anos (Figura 2a) e para os granitos, uma isócrona de 519 ± 6 milhões de anos (Figura 2b).

Datações pelo método K-Ar foram efetuadas em moscovitas provenientes dos pegmatitos da lavra da "Cachoeira" e lavra do "Maxixe" encontrando-se, respectivamente, os valores 467 ± 18 e 490 ± 12 milhões de anos.

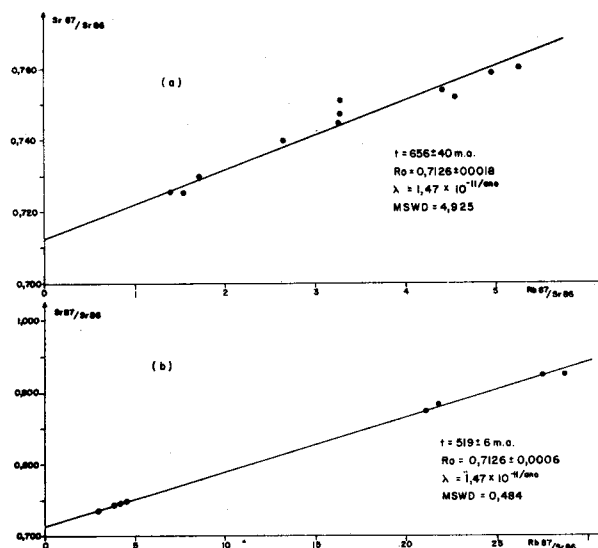


FIGURA 2 - DIAGRAMAS ISOCRÔNICOS PARA OS XISTOS (a) E GRANITOS (b) DO MÉDIO JEQUITINHONHA

RELAÇÕES ENTRE OS XISTOS E GRANITOS

O mapeamento geológico mostrou uma nítida discordância entre a orientação geral dos xistos e a geometria dos maciços de granito, sendo que os limites entre estas unidades litológicas se fazem através de contatos bruscos. Nas bordas dos maciços de granito encontra-se, com alguma frequência, muitos xenólitos dos xistos, erráticamente distribuídos, com dimensões que chegam a dezenas de centímetros.

Como mostrado nas Tabela 1 e 2 e na Figura 3, os xistos e granitos têm características geoquímicas bem distintas. A composição diferenciada do xenólito de xisto (Tabela 1) indica que houve forte influencia dos fluidos graníticos – enriquecidos em Lítio, Berílio, Césio etc. . . – que permearam os fragmentos de xisto.

As relações Rb/K e Li/Mg aumentam durante o processo de diferenciação das rochas ígneas e podem ser usadas como índices indicadores deste processo (MASON, 1966). Na Figura 3 pode-se visualizar que os granitos apresentam nítidas tendências de diferenciação com frações enriquecidas em Rubídio e Lítio.

Segundo ALMEIDA et al. (1976) a região estudada faz parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí, que se desenvolveu durante o Ciclo Brasileiro. Dentro deste modelo de evolução

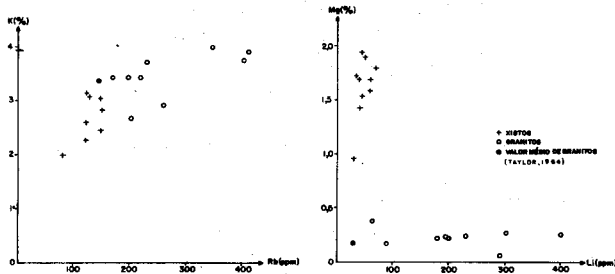


FIGURA 3 - RELAÇÕES K/Rb E Hg/Li NOS XISTOS E GRANITOS.

geotectônica a datação obtida para os xistos (656 ± 40 m.a.) corresponderia a fase principal de metamorfismo da Faixa, enquanto que os granitos (519 ± 6 m.a.) representariam eventos pós-tectônicos.

Com base nos argumentos acima citados admite-se que os granitos são de origem magmática e intrusivos nos xistos.

OS PEGMATITOS

A classificação dos pegmatitos está baseada, principalmente, nas associações minerais encontradas nos vários corpos estudados. Esse critério foi assumido após a constatação da persistência de algumas características mineralógicas, que julgamos serem um reflexo das condições de formação, podendo-se utilizá-las como indicadoras do processo evolutivo dos pegmatitos.

Ainda, merece que se ressalte uma importante característica geoquímica dos pegmatitos da região, qual seja, a notável concentração de Lítio, encontrado nas formas minerais mais importantes deste elemento (petalita, espodumênio, lepidolita e ambligonita). São minerais formados sob condições mais ou menos distintas, tendo-se verificado que os diferentes pegmatitos apresentam um certo grau de especialização quanto a concentração dos minerais de Lítio, ou seja, pode-se distinguir pegmatitos portadores, preferencialmente, de petalita, de espodumênio ou de lepidolita.

Assim, com base em critérios principalmente mineralógicos os pegmatitos da região podem ser classificados em: pegmatitos simples e pegmatitos complexos. Os primeiros são corpos de dimensões geralmente reduzidas e estão praticamente desprovidos de mineralizações de metais raros (Li, Be, Cs, Sn etc...), enquanto que os complexos contêm significativas concentrações destes metais e evoluíram através de processos diversificados.

OS PEGMATITOS SIMPLES

São constituídos essencialmente de feldspato (50-70%), quartzo (20-35%) e moscovita (geralmente menos de 10%); eventualmente a biotita também está presente e, em alguns corpos, encontra-se intercrescimento gráfico de feldspato e quartzo. O microclínio é o feldspato predominante sobre o plagioclásio (oligoclásio) sendo que este restringe-se às partes laterais dos corpos. De modo geral, a granulação varia desde milimétrica a centimétrica havendo, entretanto, maior desenvolvimento dos cristais que ocupam as partes centrais dos corpos, onde atingem dimensões de até dezenas de centímetros. Os corpos simples podem apresentar notáveis variações texturais mostrando um significativo aumento no tamanho dos cristais da borda para o centro do corpo. Esta feição resulta

em um zoneamento interno chegando mesmo à formação de um incipiente núcleo de quartzo. Nesses corpos, pode-se distinguir uma zona com espessura de alguns centímetros, localizada na região de contato com a encaixante, onde ocorre maior concentração de quartzo e moscovita com granulação milimétrica.

Acessoriamente, esses pegmatitos contêm berilo e turmalina (afrisita) que aparecem em cristais bem formados com dimensões de milímetros até alguns centímetros, sendo que a turmalina é sempre o acessório mais comum.

Numericamente, os pegmatitos do tipo simples são os mais abundantes, estando distribuídos em toda a área estudada, encaixados nos xistos e granitos. Ocorrem com maior frequência nas partes periféricas dos granitos, formando veios cruzados, interligados ou mesmo interpenetrados. As formas com que se apresentam tendem ao tipo tabular, com espessuras que variam desde centímetros até alguns metros. Os comprimentos geralmente são medidos em dezenas de metros podendo atingir até algumas centenas de metros.

OS PEGMATITOS COMPLEXOS

Compreendem aqueles corpos que contêm quantidades apreciáveis de minerais acessórios, notadamente minerais de Lítio. Ocorrem sempre encaixados nos xistos em posição discordante com a orientação dessas rochas. Geralmente apresentam um zoneamento interno bem desenvolvido, podendo assumir formas tabulares porém, mais comumente, se aproximam das formas lenticulares. Suas dimensões são medidas em até dezenas de metros na largura e centenas de metros no comprimento.

A concentração diferencial dos minerais de Lítio, em constante associação com outras espécies mineralógicas, bem como a persistência de algumas características texturais internas, justificam a seguinte classificação para os pegmatitos complexos da região estudada:

- a) Pegmatitos com microclínio-quartzo-moscovita-petalita (espodumênio)-(albita).
- b) Pegmatitos com microclínio-quartzo-espodumênio-albita-moscovita.
- c) Pegmatitos com microclínio-quartzo-albita-moscovita-lepidolita-ambligonita.
- d) Pegmatitos com microclínio-quartzo-moscovita-polucita-espodumênio-lepidolita-albita.

Pegmatitos com Microclínio-Quartzo-Moscovita-Petalita - (Espodumênio)-(Albita)

A mais notável característica desses corpos é a presença, de petalita, que muitas vezes ocorre em quantidades econômicas e localizada preferencialmente nas partes centrais dos corpos. Mostram um zoneamento interno distinto o qual, da borda para o centro, apresenta as seguintes unidades texturais e mineralógicas:

a) zona da parede, com granulação milimétrica, constituída principalmente de quartzo e moscovita, tendo uma espessura máxima de 30 cm. Plagioclásio (oligoclásio) e microclínio também ocorrem nesta zona, sendo melhor identificados através de observação microscópica;

b) a zona da parede passa gradativamente a um pegmatito do tipo simples, com granulação centimétrica, constituído de feldspato (microclínio), quartzo e moscovita. Esta zona tem alguns metros de espessura e, a medida que se aproxima do centro do corpo, passa a conter cristais de microclínio bem maiores.

c) a zona mais central é constituída principalmente de grandes cristais de microclínio e petalita que podem atingir dimensões de até 1 metro. Nesta zona podem aparecer massas de quartzo. A petalita concentra-se preferencialmente nas partes centrais, mas veios e bolsões deste mineral podem estender-se pelas zonas laterais.

As relações texturais observadas em muitas frentes de lavra indicam que a petalita está seccionando ou penetrando por entre os cristais de feldspato. Não há indícios de que a petalita tenha substituído um mineral anterior, mesmo quando observada em secções delgadas no microscópio.

A petalita é de cor branca com um plano de clivagem bem desenvolvido. Na lavra do “Maxixe” pode-se encontrar petalita incolor, transparente, ou com tonalidades de amarelo claro. Nos pegmatitos das lavras do “Maxixe”, “Meio” e “Chapadinha” encontra-se espodumênio de cor verde clara, em cristais alongados, com vários decímetros de comprimento e sempre associados à zona de ocorrência da petalita. Comumente encontram-se massas de quartzo ao redor dos cristais de espodumênio. As relações texturais observadas no local indicam que os cristais de espodumênio foram formados posteriormente, pois estão cortando as massas de feldspato e petalita.

Acessoriamente, esses corpos contém berilo de cor azul esverdeada, turmalinas (nas variedades afrisita, verde e azul escuro) e mais raramente, pequenas placas de tantanita-columbita. Nas lavras do “Maxixe” e “Genipapo” ocorreu uma fase incipiente de albitização, localizada na zona central, onde estão alguns bolsões de amblygonita.

Pegmatitos com Microclínio-Quartzo-Espodumênio-Albita-Moscovita.

Apresentam-se em forma de diques tabulares com espessuras de metros e comprimentos que alcançam algumas centenas de metros. Os corpos mais importantes estão localizados nas margens do ribeirão Piauí, mas representantes deste grupo são também encontrados no vale do córrego das Tesouras e nas margens do rio Araçuaí, na Fazenda Bananal, entre as cidades de Araçuaí e Itira.

Ao longo de todos os corpos praticamente não ocorrem variações texturais, exceto nas bordas onde a granulação dos cristais é fina. A mineralogia principal constitui-se de microclínio, quartzo, espodumênio, albita e moscovita. O espodumênio forma cerca de 20% dos corpos, microclínio e albita cerca de 40-45%, com predominância do primeiro, enquanto que a moscovita constitui menos de 10%. Os cristais de feldspato e espodumênio podem atingir dimensões de até 1 metro mas o tamanho médio oscila entre 10-20 cm. Entre os vários corpos podem ocorrer variações nos tamanhos médios dos cristais. O espodumênio ocorre em cristais alongados, às vezes tabulares, de cor verde clara.

As relações texturais observadas nas frentes de lavra indicam limites muito bem definidos entre os cristais de espodumênio e os outros minerais. Frequentemente pode-se constatar que estes cristais estão cortando as massas de microclínio. É relativamente comum o intercrescimento de espodumênio e quartzo e, algumas vezes, pequenos cristais de moscovita podem estar associados ao espodumênio. Os pegmatitos desse grupo apresentam uma fase de albitização em escala moderada. A albita frequentemente substitui microclínio e espodumênio, podendo, eventualmente preencher fraturas nestes minerais.

Amblygonita e berilo são os acessórios mais comuns, sendo que este último se apresenta em cristais de cor branca com di-

mensões de vários centímetros. Quantidade menores de tantanita-columbita estão presentes em associação com a albita. Pequenos grãos de esfalerita e pirita podem ser encontrados nas bordas das encaixantes ou mesmo dentro dos corpos de pegmatito.

Pegmatitos com Microclínio-Albita-Quartzo-Moscovita-Lepidolita-Amblygonita

Na região, os melhores representantes deste grupo de pegmatitos são os corpos das lavras do “Urubu”, “Generosa”, “Alair” e Baixão”. Constituem os corpos mais evoluídos dentro do processo pegmatítico. Neles são identificadas as quatro zonas classicamente descritas nos pegmatitos bem desenvolvidos, ou seja: zona da borda, zona da parede, zona intermediária e núcleo. O zoneamento interno é distinguido da borda para o centro, como segue:

a) na borda encontra-se uma zona constituída principalmente de quartzo e moscovita, com granulação milimétrica, espessura centimétrica e, bem no contato com o xisto encaixante, desenvolve-se uma intensa turmalinização (afrisita). Microscopicamente identificam-se grãos intersticiais de plagioclásio (oligoclásio) e microclínio.

b) a zona da borda passa gradativamente para um pegmatito do tipo simples, com granulação centimétrica, contendo placas de moscovita em forma de “livros”, com dimensões de até algumas dezenas de centímetros. A espessura desta zona é pouco superior a um metro;

c) segue-se a zona dos grandes cristais de feldspato (microclínio) os quais, a medida que se aproximam do núcleo, cedem lugar a massas de albita;

d) nas partes centrais dos corpos encontram-se massas de quartzo, geralmente leitoso, constituindo o núcleo.

Esses pegmatitos apresentam elevado grau de albitização, desenvolvida principalmente dentro da zona dos feldspatos, que avançam a partir do núcleo de quartzo, podendo chegar até perto dos contatos, como acontece no pegmatito da lavra do “Urubu”. Ao redor do núcleo de quartzo encontra-se massas de agregados de lepidolita intimamente associadas a albita. Em posição semelhante também ocorrem bolsões de amblygonita.

Esses corpos são os que apresentam a mais diversificada associação mineralógica que está quase sempre ligada à albitização. Encontra-se berilos nas variedades azul, amarelo (heliodora), rósea (morganita) e incolor. Localmente a rubelita forma agregados, em forma de rosário, nas partes periféricas do núcleo de quartzo. São relativamente comuns as turmalinas bicolores tendo um núcleo róseo, com inclusões de quartzo e lepidolita, envolvido por uma capa de turmalina verde. Turmalinas com qualidades de gema têm sido encontradas com relativa frequência.

Na lavra do “Urubu” pode-se identificar um zoneamento quanto à distribuição das variedades de turmalina. A afrisita encontra-se na zona da borda, onde parece ter havido influência do xisto encaixante. Na zona da parede, comumente associada às placas de moscovita, a turmalina predominante é de cor verde, enquanto que as variedades rósea e bicolores estão localizadas nas partes centrais dos corpos, principalmente nas bordas do núcleo de quartzo.

A cassiterita é um acessório importante nestes pegmatitos, ocorrendo normalmente em associação com a albita. Da lavra do “Urubu”, foram extraídas grandes quantidades de cassiterita, mas hoje a produção é bastante reduzida, pois as maiores concentrações deste mineral ocorrem nas partes superiores do

pegmatito, em grande parte já lavradas. Como acessório menor encontra-se tantalita-columbita, também associada à albita.

Como já citado, a albita invade a zona dos feldspatos (microclínio) não sendo possível estabelecer contatos precisos entre estes minerais. Observações microscópicas mostram relações de substituição do microclínio pela albita.

A lepidolita é o mineral de Lítio mais importante nesses pegmatitos, seguida pela ambligonita. Os bolsões de lepidolita alcançam dimensões de alguns metros cúbicos, sendo constituídos por um agregado de placas milimétricas, comumente associadas a pequenos grãos de quartzo e albita. Na lavra do "Alair" a lepidolita também ocorre na forma de placas com dimensões centimétricas. Na lepidolita a cor predominante é a rosa clara, mas também são encontradas variedades quase brancas.

Nas zonas internas desses pegmatitos aparecem cavidades, geralmente preenchidas por drusas de quartzo ou clelandita, com dimensões de até dezenas de centímetros.

Pegmatito com Microclínio-Quartzo-Polucita-Espodumênio-Lepidolita-albita.

Este tipo está representado por um único corpo, situado no lado esquerdo do ribeirão Piauí, nas proximidades do povoado de Igrejinha. Em superfície tem forma aproximadamente tabular, aflorando numa extensão de algumas dezenas de metros com largura média de 6 metros. Trata-se de um pegmatito do tipo complexo mais evoluído, equivalente aqueles do grupo anterior, mas com uma característica geoquímica particular, em razão do seu alto conteúdo em Césio, que possibilitou a formação de polucita, a qual aparece na forma de veios e bolsões com até dois metros de largura. Neste corpo pode-se distinguir quatro zonas, da borda para o centro, como segue:

a) zona da borda, com alguns centímetros de espessura, constituída principalmente de quartzo e moscovita, com granulação milimétrica.

b) zona da parede, tendo aproximadamente um metro de largura, com cristais de granulação centimétrica, constituída essencialmente de feldspato, quartzo e moscovita;

c) a zona intermediária é formada essencialmente por grandes cristais de feldspato (microclínio);

d) a zona mais central é ocupada por massas de quartzo branco.

Entre as massas de quartzo e feldspato (microclínio) estão os bolsões e veios de polucita e cristais de espodumênio, com até 1m de comprimento. A polucita é de cor creme clara a branca e o espodumênio de cor rosa bem clara. Sob observação microscópica a polucita é isotrópica e engloba grãos de quartzo e feldspato com bordas corroídas. Os contatos irregulares entre a polucita e o microclínio e as inclusões deste último, indicam que houve substituição do feldspato e, conseqüentemente, a deposição de polucita e espodumênio. Este apresenta características bem distintas do espodumênio encontrado nos pegmatitos já descritos, tendo em vista o modo de ocorrência, a cor em tons levemente róseos e a associação mineralógica. Também encontra-se neste pegmatito quantidades menores de lepidolita, em forma de agregados de palhetas milimétricas e pequenos grãos de cassiterita disseminados.

Comparando-se os pegmatitos aqui abordados com os vários tipos descritos nas classificações de FERSMAN (1931) e GINZBURG (1960) encontra-se as seguintes correspondências:

a) Os pegmatitos simples são comparáveis aos tipos 3 e 4 da classificação de FERSMAN e ao tipo 3 (estágio K) de GINZBURG, formados por cristalização direta.

b) Os pegmatitos com petalita e os com espodumênio correspondem ao estágio Li intermediário de GINZBURG sendo tipos de transição entre os pegmatitos de cristalização direta e os que sofreram intensa substituição.

c) Os pegmatitos com lepidolita, ambligonita e polucita são os tipos mais evoluídos e complexos, nos quais ocorreu intensa substituição (albitização) com enriquecimento progressivo em Lítio, Rubídio, Césio, Berílio, Estanho etc... Correspondem principalmente ao tipo 5 de FERSMAN, com notável desenvolvimento dos estágios Na e Li-Cs de GINZBURG.

RELAÇÕES ENTRE OS PEGMATITOS E AS ENCAIXANTES

Os corpos simples estão geralmente encaixados em fraturas, tanto nos granitos como nos xistos, mas encontra-se também, veios de pequena possança, concordantes com os planos de foliação dos xistos. Os pegmatitos complexos, que se encontram apenas dentro dos xistos, estão discordantes com a orientação das encaixantes. A grande maioria dos corpos de pegmatitos orienta-se segundo direções dentro do intervalo N40-80E. Muitas vezes, as direções dos pegmatitos praticamente coincidem com as direções dos planos de foliação dos xistos. Nestes casos, a relação de discordância é verificada quando se examina os ângulos de mergulho, pois os pegmatitos estão geralmente em posições subverticais enquanto que os planos de foliação têm menores ângulos de mergulho.

Dentro dos pegmatitos é comum encontrar-se xenólitos de xistos, os quais apresentam efeitos de recristalização bem visíveis, com notável desenvolvimento de turmalina (afrisita).

Na zona de contato com os pegmatitos, os xistos sofreram modificações texturais, mineralógicas e químicas. Macroscopicamente observa-se evidências de recristalização, quer pelo aumento da granulação (nem visível na biotita), quer pela maior compactidade das rochas em comparação com os xistos normais. A mais notável modificação mineralógica é o aparecimento de turmalina (afrisita) em cristais milimétricos até centimétricos, em forma de agulhas, quase sempre perpendiculares às superfícies de contato.

As modificações químicas apresentadas pelos xistos que estão em contato com os pegmatitos, foram investigadas pela análise dos elementos Rb, Li, Cs, Sn e Zn, comparando-se com os teores médios desses elementos nos xistos que não sofreram influência de pegmatitos. A figura 4 mostra as variações nos teores dos elementos analisados, em amostras de xisto tomadas a diferentes distâncias dos contatos com os pegmatitos. Verifi-

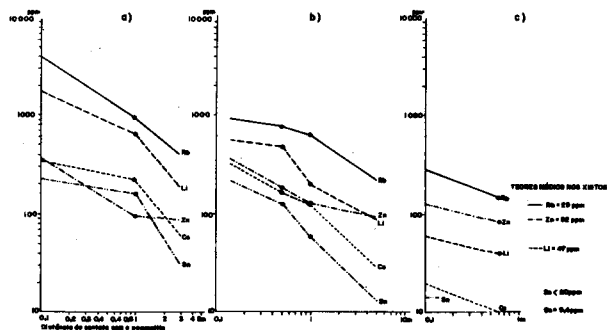


FIGURA 4 - INFLUENCIA DOS PEGMATITOS NAS ENCAIXANTES: VARIAÇÕES DOS TEORES DE Rb, Li, Cs, Zn e Sn NOS XISTOS ADJACENTES AOS PEGMATITOS. a) xisto adjacente a um pegmatito complexo com lepidolita. b) xisto adjacente a um pegmatito complexo com petalita e espodumênio. c) xisto adjacente a um pegmatito simples.

ca-se que há um notável aumento nos teores daqueles elementos, na zona de contato, decrescendo rapidamente à medida que se afasta dos pegmatitos. A influência química dos pegmatitos sobre os xistos encaixantes atinge, no máximo, alguns metros. Também, pode-se verificar que o grau da influência química aqui referida tem relação com o tipo do pegmatito associado à modificação, sendo mais intensa junto do corpo mais complexo, e quase sem expressão nas adjacências do pegmatito simples.

DISTRIBUIÇÃO E ZONEAMENTO DOS PEGMATITOS COMPLEXOS

Como já mencionado, os pegmatitos complexos concentram, preferencialmente, uma fase mineralógica específica de Lítio ou seja, petalita, espodumênio ou lepidolita, feição esta que serviu de base para a classificação aqui adotada.

A Figura 5, mostra a localização dos pegmatitos complexos que possuem as mais importantes mineralizações de Lítio. Nesta figura verifica-se que há um zoneamento, definido pela distribuição espacial dos vários corpos com suas mineralizações características. Os pegmatitos ricos em petalita – os mais numerosos – ocupam posições mais próximas dos maciços de granito. Aqueles mineralizados com lepidolita estão mais afastados dos granitos, enquanto que as mineralizações de espodumênio ocorrem, aproximadamente, em posição intermediária entre os pegmatitos com petalita e os com lepidolita. Conforme será abordado no capítulo seguinte, este zoneamento é consistente com as condições de formação dos citados minerais de Lítio, refletindo o processo de desenvolvimento das mineralizações.

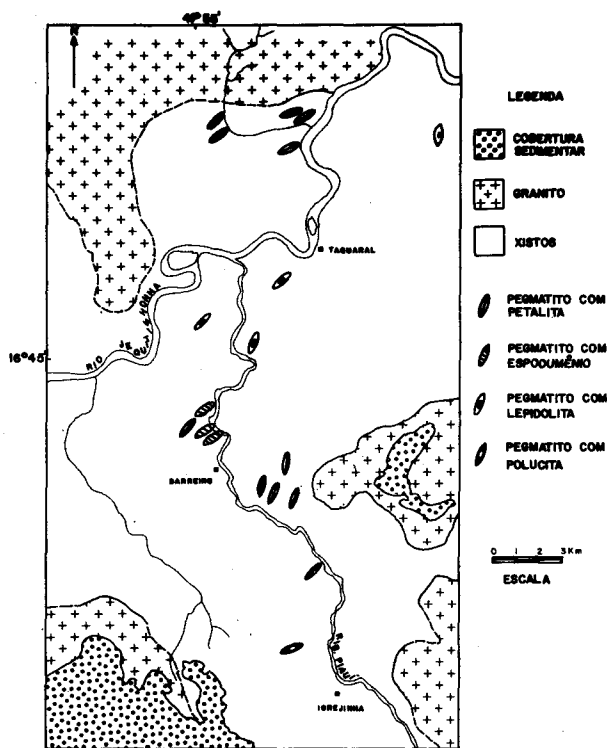


FIGURA 5 - DISTRIBUIÇÃO DOS PRINCIPAIS PEGMATITOS MINERALIZADOS (escala exagerada para os corpos de pegmatitos)

Com base nas relações geológicas, geomorfológicas e de distribuição espacial entre xistos, granitos e pegmatitos da região abordada e o fato de que, no mundo todo, a maioria dos campos pegmatíticos associados a plutons graníticos situam-se nas partes apicais, ou logo acima dos referidos plutons (ROUTHIER, 1963), pode-se inferir que já foram erodidos muitos dos pegmatitos da região aqui tratada, principalmente aqueles corpos de evolução mais complexa.

GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS PEGMATITOS

Fatos geológicos levantados no terreno mostraram que tanto os granitos como os pegmatitos têm as mesmas relações estruturais com as rochas adjacentes – ambos são discordantes e contém xenólitos dos xistos encaixantes – indicando que foram colocados por mecanismos de intrusão. Este fato, associado às datações geocronológicas obtidas, permite uma primeira conclusão, qual seja, granitos e pegmatitos foram formados após o metamorfismo regional que deu origem aos xistos.

Os granitos e pegmatitos estão estreitamente associados no tempo e no espaço, de modo que a abordagem dos seus processos formadores pode ser feita segunda uma linha de raciocínio coerente, admitindo que estão interligados. Quando no capítulo anterior foi argumentada e proposta a origem ígnea para os granitos, já se estabeleceu um certo compromisso com um modelo genético para os pegmatitos.

De várias partes do mundo, dados geoquímicos obtidos em muitas rochas graníticas com mineralizações associadas mostram que, essas rochas, apresentam concentrações dos elementos mineralizantes em valores consideravelmente maiores que aqueles encontrados em rochas semelhantes, porém desprovidas de mineralizações (BEUS, 1968, 1969; VARLAMOFF, 1969). No distrito de Preissac-Lamotte-Lacorne, Quebec, os pegmatitos com espodumênio são geneticamente relacionados com granitos intrusivos altamente enriquecidos em Lítio (SIROONIAN et al., 1959), com teores entre 89-390 ppm e valor médio de 248 ppm de Lítio (maciço de Lacorne). Os granitos da região de Itinga-Araçuaí apresentam teores entre 65-400 ppm e valor médio de 216 ppm de Lítio.

Nas biotitas do maciço de Lacorne os autores acima citados encontraram teor médio de 3.010 ppm de Lítio e nas biotitas dos granitos de Itinga-Araçuaí encontrou-se o valor médio de 3.700 ppm de Lítio (Tabela 3).

Nos xistos, as quantidades de Lítio, Berílio, Césio e Rubídio são baixas e com poucas variações, comparativamente aos teores destes elementos nos granitos (Tabelas 1 e 2).

Tendo em vista os dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos que foram apresentados, admite-se a existência de relações genéticas entre os pegmatitos e granitos da região de Itinga-Araçuaí. Também, a localização e distribuição dos diferentes tipos de pegmatitos em relação aos maciços de granito, configurando um arranjo em zonas (Figura 5), é mais uma evidência favorável ao modelo genético aqui proposto. Segundo JAHNS (1955, p. 1061) “a magmatic source for pegmatite bodies that lie wholly within older country rocks is strongly indicated by systematic zonal relationship with respect to igneous plutons”.

A formação dos pegmatitos é melhor explicada através da cristalização progressiva de frações destacadas do magma que originou os granitos, sem influências significativas das rochas encaixantes. Uma vez assumido que os pegmatitos provêm do magma granítico, torna-se necessário explicar o processo pelo qual o magma inicial se diferenciou, possibilitando a concentração de elementos raros, principalmente o Lítio,

na fase pegmatítica.

Aparentemente, algumas diferenciações geoquímicas foram iniciadas desde os primeiros estágios da cristalização, como pode ser visualizado na Figura 3 e que mostra a tendência de concentração de Lítio e Rubídio em porções do próprio granito. Em rochas graníticas diferenciadas, tem-se verificado um notável enriquecimento de Lítio e Rubídio à medida que progride a diferenciação (SLEPNEV, 1958) encontrando-se valores máximos nas rochas das zonas apicais (VORONTSOV, 1966).

Segundo o modelo de STEWART (1978), apoiado em resultados experimentais, um processo de diferenciação magmática explica adequadamente a existência de uma fase de cristalização altamente concentradora de minerais de Lítio. Neste caso os primeiros produtos de cristalização do magma seriam principalmente feldspato e quartzo, enquanto que o Lítio permaneceria na fusão residual, concentrando-se progressivamente, até atingir-se uma temperatura mínima de fusão quando então dar-se-ia a cristalização de silicatos de Lítio. Dependendo das condições de pressão e temperatura cristaliza-se espodumênio ou petalita sendo esta última a forma estável em temperaturas mais altas. Havendo resfriamento pode ocorrer a transformação de petalita em espodumênio + quartzo.

Trabalhos desenvolvidos por MUNHOZ (1971), em um sistema sob condições hidrotermais, mostraram que a lepidolita é estável somente em baixas temperaturas, podendo formar-se a partir da reação entre espodumênio e feldspato potássico em presença de fluido contendo Fluor.

Com base em resultados experimentais e observações de ocorrências naturais, a seqüência petalita-espodumênio-lepidolita, pode ser associada à condições de temperaturas decrescentes e, conseqüentemente, a distâncias em relação à fonte.

Rubídio e Césio são elementos normalmente incorporados nos minerais de Potássio, sobretudo o primeiro, devido à grande semelhança geoquímica entre eles (MASON, 1966). Entretanto, os teores relativos de Césio e Rubídio aumentam com a evolução do processo pegmatítico (GINZBURG, 1960), sendo que o Césio pode eventualmente, atingir concentrações suficientemente elevadas que possibilitem a formação de polucita (WEDEPOHL, 1972). Assim as relações Rb/K e Cs/K que aumentam no decorrer do processo pegmatítico são utilizadas como indicadores do grau de evolução.

Na Figura 6, são mostrados as relações Rb/K e Cs/K medidas nos feldspatos potássicos, dos vários tipos de pegmatitos da região de Itinga-Araçuaí, onde distingue-se dois grupos de feldspatos potássicos, no que concerne aos seus teores de Rubídio e Césio. O primeiro grupo, com teores mais baixos, contém os feldspatos dos pegmatitos do tipo simples, bem como os provenientes dos pegmatitos com petalita e com espodumênio. No segundo grupo, encontra-se os feldspatos potássicos dos pegmatitos com lepidolita e polucita, nos quais os teores daqueles elementos são significativamente mais altos.

Como já citado, o aumento do conteúdo de Rubídio e Césio nos minerais dos pegmatitos reflete a evolução do processo pegmatítico como um todo. Esta feição geoquímica, associada às relações texturais verificadas entre os vários minerais, bem como aspectos de estrutura e distribuição dos pegmatitos estudados, permitem que se estabeleça um esquema evolutivo para os pegmatitos da região, particularmente aqueles portadores de minerais de Lítio, podendo-se concluir que:

a) os corpos com petalita e os com espodumênio podem ser considerados como sendo pegmatitos do tipo simples que tive-

ram injeções de fluidos altamente enriquecidos em Lítio. Esses fluidos cristalizaram-se como petalita ou como espodumênio, dependendo das condições de pressão e temperatura.

b) nos pegmatitos que contém petalita e espodumênio, este se apresenta cortando aquela, sugerindo fases de cristalização distintas. Esta situação está de acordo com o modelo experimental de STEWART (1963) pois, com o abaixamento da temperatura, a petalita é sucedida por espodumênio mais quartzo. Nos casos em que se encontra intercrescimento de espodumênio e quartzo é possível que tenha ocorrido uma cristalização anterior na forma de petalita.

c) a albitização verificada nos pegmatitos com espodumênio, é um fenômeno posterior à formação deste silicato de Lítio, que é cortado e substituído pela albita.

d) a lepidolita ocorre nos pegmatitos mais complexos, associada às zonas de forte albitização, onde também são encontradas as maiores concentrações de ambligonita. A albitização desenvolveu-se através de processo metassomático, substituindo principalmente os feldspatos potássicos, sendo acompanhada pela cristalização de lepidolita, ambligonita, berilo, cassiterita, turmalinas bicolores e quantidades menores de tantalita-columbita.

e) os pegmatitos com polucita situam-se no mesmo nível de evolução dos pegmatitos com lepidolita, tendo porém uma feição geoquímica particular, visto o seu grande enriquecimento em Césio. As relações texturais sugerem que a formação de polucita deu-se por substituição, através de fluido altamente enriquecido em Césio.

f) como já mostrado, os pegmatitos se distribuem em zonas, que são caracterizadas pela maior freqüência de um determinado tipo de pegmatito — os que contém petalita estão mais próximos dos maciços de granito, enquanto que os com lepidolita estão mais afastados. Este padrão de distribuição é compatível com a origem e evolução proposta para os pegmatitos — a partir de frações residuais do magma granítico — visto que a petalita se forma em condições de temperaturas mais altas que as da lepidolita. As distribuições de Rubídio e Césio, nos feldspatos potássicos, confirmam este esquema evolutivo.

g) os corpos que foram denominados de granitos pegmatóides representam a transição entre os granitos e pegmatitos propriamente ditos. Esta situação está de acordo com o modelo genético e evolutivo proposto por JAHNS e BURNHAM (1969) para os pegmatitos graníticos. Segundo estes autores.

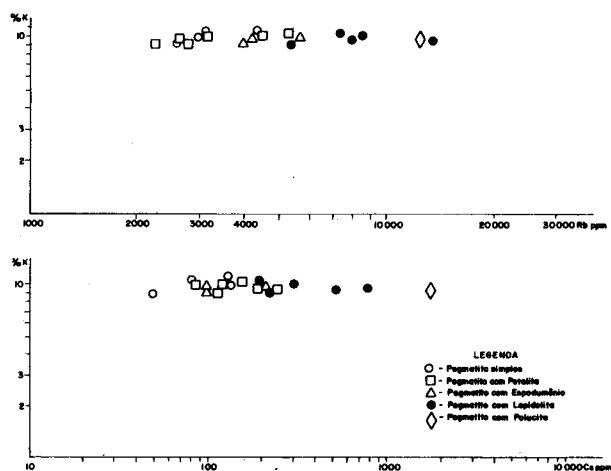


FIGURA 6 - RELAÇÕES K/Rb E K/Cs NOS FELDSPATOS POTÁSSICOS DOS PEGMATITOS

a primeira etapa da evolução do magma pegmatítico seria “crystallization from hydrous silicate melt, yielding anhydrous solid phases with or without OH-bearing phases. The product is characterized by normal phaneritic textures that generally are coarse grained. It has been termed pegmatite in some occurrences, and granite in others”.

Assim, no processo evolutivo dos pegmatitos da região estudada distingue-se uma fase de cristalização direta a partir da fusão pegmatítica residual e uma fase de intensa substituição dos minerais da fase anterior, principalmente os feldspatos.

Os pegmatitos do tipo simples e as principais mineralizações de petalita e espodumênio são atribuídas à primeira fase, em diferentes estágios de cristalização. Os pegmatitos mais complexos, mineralizados com lepidolita, ambligonita, polucita etc..., evoluíram através de intensa substituição metassomática que possibilitou a concentração dos citados minerais.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B. B. – 1976 – *The Upper Precambrian of South America* – Bol. Inst. Geoc., USP, v. 7, pp. 45-80.
- BEUS, A. A. & SITNIN, A. A. – 1968 – *Geochemical Specialization of Magmatic Complexes as Criteria for the Exploration of Hidden Deposits* – XXIII International Geological Congress, v. 6, pp. 101-105, Prague.
- BEUS, A. A. – 1969 – *Geochemical Criteria for Assessment of the Mineral Potential of Igneous Rock Series During Reconnaissance Exploration* – International Geochemical Exploration Symposium, Quaterly of the Colorado School of Mines, v. 64, n. 1, pp. 67-74.
- COSTA SENA, J. C. de – 1883 – *Notícia sobre a Mineralogia e Geologia de uma parte do norte e nordeste da Província de Minas Geraes* – Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto, n. 2, pp. 113-136.
- FERSMAN, A. E. – 1931 – *Les Pegmatites, leur importance scientifique e pratique* – Acad. Sci. URSS, trad., Univ. Louvain, Bélgica, 1951.
- GINZBURG, A. I. – 1960 – *Specific Geochemical Features of the Pegmatitic Process, in Minerals and Genesis of Pegmatites* – International Geological Congress, 21st, Part XVII, Copenhagen, pp. 111-121.
- HARTT, C. F. – 1870 – *Geologia e Geografia Física do Brasil* – Tradução, Cap. III, Coleção Brasileira, Série 5a., v. 200, Companhia Editora Nacional, 1941.
- JAHNS, R. H. – 1955 – *The Study of Pegmatites* – Economic Geology, 50th Ann., Part II, pp. 1025-1130.
- JAHNS, R. H. e BURNHAM – 1969 – *Experimental Studies of Pegmatite Genesis. I – A model for the Derivation and Crystallisation of Granitic Pegmatites* – Economic Geology vol. 64, pp. 843-864.
- MASON, B. – 1966 – *Principles of Geochemistry* – 3rd edition – John Wiley and Sons, Inc.
- MORAES, L. J. – 1932 – *Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Geraes* – Annaes Acad. Bras. Sci., tomo IV, n. 3, pp. 111-114, Rio de Janeiro.
- MUNOZ, J. L. – 1971 – *Hydrothermal stability relations of synthetic lepidolite* – Amer. Mineral., v. 56, pp. 2069-2087.
- PAIVA, G. – 1946 – *Províncias Pegmatíticas do Brasil* – DNPM – Div. Fom. Prod. Min., Bol. 78, pp. 13-21, Rio de Janeiro.
- ROUTHIER, P. – 1963 – *Les gisements métallifères* – Tome I, Masson et Cie.
- ROWE, R. B. – 1953 – *Pegmatitic Beryllium and Lithium Deposits, Preissac-Lacorne region, Abitibi County, Quebec* – Geological Survey of Canada, Paper 53-3, 35 p.
- SÁ, J. H. S. & SVIZERO, D. P. – 1976 – *Polucita em pegmatito no Município de Araçuaí, MG* – Resumo, XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto.
- SIROONIAN, H. A.; SHAW, D. M. & JONES, R. E. – 1959 – *Lithium Geochemistry and the Source of the Spodumene Pegmatites of the Preissac-Lacorne region of Western Quebec* – The Canadian Mineralogist, v. 6, part. 3, pp. 320-338.
- SLEPNEV, Yu. S. – 1958 – *Some Peculiarities in the Distribution of Lithium and Rubidium in Certain Granitoids of Yakutia* – Geochemistry, n. 2, pp. 151-154.
- STEWART, D. B. – 1963a – *Petrogenesis and Mineral Assemblages of Lithium-rich Pegmatites (Abs)* – Geol. Soc. America, Special Paper 76, p-159A.
- STEWART, D. B. – 1978 – *Petrogenesis of Lithium-rich Pegmatites* – American Mineralogist, vol. 64, pp. 970-980.
- TAYLOR, S. R. – 1964 – *Abundance of Chemical Elements in the Continental Crust: a new Table* – Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 28, pp. 1273-1285.
- VARLAMOFF, N. – 1969 – *The bearing of Tin Minerals and ores in the Weathering zone and the possibility of Geochemical Exploration for Tin* – International Geochemical Exploration Symposium, Quaterly of the Colorado School of Mines, v. 64, n. 1, pp. 479-495.
- VARLAMOFF, N. – 1972 – *Central and West African Rare-Metal granitic Pegmatites, related Aplites, Quartz Veins and mineral deposits* – Mineralium Deposita, v. 7, pp. 202-216.
- VORONTSOV, A. Ye. & LIN, N. G. – 1966 – *Rubidium and Lithium in the granitoids of the Bugul'min Complex (Eastern Sayans)* – Geochemistry International, v. 3, n. 6, pp. 1108-1116.
- WEDEPOHL, K. H. – editor – 1972 – *Handbook of Geochemistry* – v. II/3, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.