

NUCLEO DE MINAS GERAIS

SOCIEDADE BRASILEIRA  
DE GEOLOGIA

BOLETIM Nº 6

ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE  
SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO

1a UFOP

SIMPÓSIO

551.3.051

S070

EX.1

1987

Registro: 00268

to, 17 a 21 de março de 1987

Apoio

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq

5

Este livro deve ser devolvido na última data carimbada

25/5/02			
<del>06/08/2010</del>	<del>deve ser</del>	<del>devolvido</del>	
20/8/18	Julio	Murilo	



CPRM

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

BIBLIOTECA

SUREG - BH



Cia. De Pesquisa de Recursos Minerais  
SUREG / BH - BIBLIOTECA.

NÚCLEO DE MINAS GERAIS

Presidente: Antonio Gomes de Araujo  
Vice-Presidente: Atahualpa Valença Padilha  
1º Secretário: João César de Freitas Pinheiro  
2º Secretário: Angela Bernardes de Faria  
1º Tesoureiro: Augusto Fábio de Castro Soares  
2º Tesoureiro: Maria Cristina Ribeiro  
Diretor de publicações: Ramiro Gomes de Faria  
1º Diretor Suplente: Sebastião Domingos de Oliveira  
2º Diretor Suplente: Antonio Carlos Pedrosa Soares  
Cons. Diretor: Newton Litwinski  
Cons. Diretor: Edésio Teixeira de Carvalho

*Nelson Costa*  
*12/1/87*

COMISSÃO ORGANIZADORA

DO SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRECAMBRIANO

Coordenador Geral: Antônio Jorge Vasconcellos Garcia  
Tesouraria: Hildor José Seer  
Newton Souza Gomes

Corpo Editorial e de Divulgação: Antônio Luciano Gandini  
Luiz Carlos Silveira Fontes  
Luiz Fernando Ev  
Wilson José Guerra

Comitê Técnico-Científico: Fernando Flecha de Alkmim  
Áurea Duarte Pinto  
Maurício Antônio Carneiro  
Cláudio M.T. da Silva

Subcomissões de Apoio: Alexandre Uhlein UFMG/CGE - Diamantina  
Hildor José Seer UFMG/IGC - Belo Horizonte  
Marco Antônio Schreiner Moraes PETROBRAS - RJ  
Maria das Graças Feitosa da Costa PETROBRAS - RJ

CPRM-BH  
BIBLIOTECA / SIMPÓSIO



00228

Comissão Técnico - Científica de  
Estratigrafia e Sedimentologia Sub-  
comissão de Ouro Preto SBG.

## APRESENTAÇÃO

Neste número do Boletim do Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, estão reunidos os trabalhos apresentados durante o Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, realizado no Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, no período de 17 a 21 de março de 1987. Os objetivos desse encontro, que além da apresentação formal de trabalhos envolveu cursos, excursões, palestras e debates, foram de possibilitar uma contribuição ao avanço do conhecimento de seqüências (meta-)sedimentares pré-cambrianas e de promover a divulgação de conceitos, técnicas e métodos da Sedimentologia moderna, aplicáveis ao caso de rochas antigas, metamorfosadas e deformadas. Esse evento reveste-se de importância na medida em que se considera que o domínio dos conceitos da Sedimentologia moderna muito auxilia na formulação e resolução de questões geológicas, outrora abordadas exclusivamente sob o prisma da tectônica ou da litostratigrafia formal. Além disso, é patente que muito dos bens minerais explorados no Brasil estão contidos e geneticamente relacionados a "sedimentos" pré-cambrianos.

A Comissão Organizadora espera que na sua atuação tenha efetivamente contribuído para a consecução dos objetivos do simpósio.

## AGRADECIMENTOS

A Comissão Organizadora do Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano expressa os seus agradecimentos pelo apoio logístico e financeiro aos seguintes órgãos e empresas:

Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto  
Centro de Geologia Eschwege da Universidade Federal de Minas Gerais  
Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq  
Petróleo Brasileiro SA PETROBRAS  
GEOSOL Geologia e Sondagens Ltda  
SAMARGO Mineração SA

## ÍNDICE

SAES, G.S. & ALVARENGA, C.J.S. & CUNHA, J.E.: Depósitos de Plataforma Marinha Dominada por Marés e Tempestades do Proterozóico Médio, na Porção Sudoeste do Craton Amazônico, Região de Rio Branco, MT .....	01
FIGUEIRAS, A.J.M. & MACAMBIRA, J.B. & VILLAS, R.N.N.: Contribuição ao Estudo Paleoclimático da Formação Rio Fresco na Região de Carajás, PA .....	17
APPI, C.J. & SOUZA CRUZ, C.E. & BARROCAS, S.L. & FREITAS, E.L.: Modelo Depositional dos Turbiditos do Proterozóico Superior do Grupo Itajaí, SC .....	31
ALKMIM, F.F.: Modelo Depositional para a Seqüência de Metassedimentos da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, MG .....	47
ALMEIDA ABREU, P.A. & FOGAÇA, A.C.C. & KNAUER, L.G. & HARTMANN, M.B. & PFLUG, R.: Revisão da Estratigrafia e Sedimentologia da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais .....	69
DOSSIN, I.A. & GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. & DARDENNE, M.A. & DOSSIN, T.M.: Fácies Eólica na Formação Galho do Miguel, Super-Grupo Espinhaço (MG) ..	85
UHLEIN, A. & GARCIA, A.J.V.: Estratigrafia, Sedimentologia e Tectônica do Super-Grupo Espinhaço na Região de Presidente Kubitschek - MG .....	97
* GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A.: Sistemas Depositionais do Super-Grupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG) .....	113
VIEL, R.S. & MOREIRA, P.C.H. & ALKMIM, F.F.: Faciologia da Formação Cauê e Gênese do Minério de Ferro Friável da Mina de Águas Claras, Serra do Curral, Minas Gerais .....	137
CHAVES, M.L.S.C.: Conglomerados Diamantíferos da Região do Rio Salobro (Canavieiras, Bahia) .....	155

DEPÓSITOS DE PLATAFORMA MARINHA DOMINADA POR MARÉS E  
TEMPESTADES DO PROTEROZOICO MEDIO NA PORÇÃO SUDOESTE  
DO CRATON AMAZÔNICO, REGIÃO DE RIO BRANCO, MT.

Gerson Souza Saes  
Carlos José Souza de Alvarenga  
José Eustáquio Cunha  
Departamento de Geologia e Universidade Federal de Mato Grosso

RESUMO

O Grupo Aguapeí na região de Rio Branco, sudoeste de Mato Grosso, constitui uma pilha sedimentar epiclástica preenchendo uma bacia vestigial do Proterozóico Médio que recobre em não conformidade um complexo "granito-greenstone" arqueano do Craton Amazônico e a Suite Intrusiva Rio Branco. O estudo das litofácies componentes do Grupo Aguapeí na região, conduziu ao estabelecimento de cinco fácies sedimentares maiores: a) lamitos e arenitos interestratificados, na base da sucessão, composta pela delgada alternância de folhelhos, arenitos e níveis conglomeráticos, com abundantes gretas de contração e seixos intraformacionais de lamitos; b) quartzo-arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas (festonada e tabular), exibindo padrão espinha de peixe e superfícies erosivas recobertas por níveis seixosos; c) siltitos com laminação plana associados a; d) sub-arcólios líticos com oscilações truncadas, finos a muito finos, mostrando estruturas de sobrecarga e organizados em sucessivos ciclos granocrescentes; e) quartzo-arenitos médios seixosos com cruzadas tabulares e dobras recumbentes intraformacionais corrente abaixo.

O arranjo sequencial e geográfico destas fácies e dados de paleocorrentes, combinados aos processos e ambientes deposicionais inferidos, permitiram a reconstrução paleogeográfica deste segmento não dobrado das coberturas de plataforma Aguapeí, com mares rasos e extensos dominados por marés, passando a um contexto marinho mais profundo dominado por tempestades. Uma sucessão prográdional, provavelmente o registro incompleto de uma planície deltaica dominada por rios, encerra a sequência, com a deposição de arenitos por correntes drenando áreas emersas a sul.

ABSTRACT

The Aguapeí Group in Rio Branco region, southwestern of Mato Grosso state, consist of a epiclastic sedimentary pile of about 400m thick, filling a relict basin of mid proterozoic age, that overly nonconformably an archean granite-greenstone complex of Amazonian Craton and the Rio Branco Intrusive Suite. The lithofacies analysis of the Aguapeí Group in the region was led to the recognition of five major sedimentary facies as following: a) mudstones and sandstones interbedded at the base of succession, composed of thin alternance of shales, sandstones and pebbly layers, with abundant shrinkage cracks and intraformational mud clasts; b) medium-coarse cross bedded quartzarenites (trough and tabular) showing herrinbone pattern and erosion surfaces flowed by pebbly layers; c) siltstones with plane lamination, associated with; d) thin subarkoses with hummocky cross stratification, fine to very fine in grain size, showing load structures and arranged in successive coarsening upward cycles, and; e) medium pebbly quartzarenites with tabular cross bedding and recumbent downcurrent intraformational folding.

The vertical and lateral arrangement of facies and palaeocurrent data, com-

-bined with the inferred depositional processes and environments, permits a palaeogeographic reconstruction of this undeformed segment of Aguapeí platform covers, with extensive tidally-dominated shallow marine seas, passing to a deeper, storm-dominated marine context. A progradational succession, probably the fragmented record of a fluvial-dominated delta plain ends the sequence, with the deposition of sandstones by rivers draining a southern landmass.

## 1. INTRODUÇÃO

A primeira referência às coberturas metassedimentares quartzíticas pré-cambrianas que ocorrem no sudoeste de Mato Grosso, deve-se à LASA - Engenharia e Prospecções S/A (1968), que denominou de Grupo Cubemcranquem de Barbosa et al. (1966) as unidades mapeadas nas serras do Aguapeí e Ricardo Franco. Figueiredo et al. (1974) denominaram informalmente estas rochas de Unidade Aguapeí, subdividindo-a em três sub-unidades. Olivatti e Ribeiro Filho (1976) estenderam a área de ocorrência destes metassedimentos, englobando as seqüências expostas nas serras de Monte Cristo e Roncador, anteriormente mapeadas como Formação Bauxi por Figueiredo et al. (op. cit.). Souza e Hildred (1980) propuseram a elevação da Unidade Aguapeí à categoria de Grupo e denominaram suas três sub-unidades, da base para o topo, de formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino, admitindo que as mesmas representem uma seqüência transgressiva-regressiva de plataforma. Leite et al. (1985) descrevem a geologia da região de Rio Branco e discutem as relações estratigráficas entre o corpo ígneo diferenciado que sustenta a serra homônima e os metassedimentos adjacentes do Grupo Aguapeí. Litherland e Bloomfield (1981) correlacionaram os 800m de espessura do Grupo Aguapeí, aos 6500m de espessura dos sedimentos terrígenos do Grupo Sunás na Bolívia, afetados por orogênese ocorrida entre 1300-950MA.

O Grupo Aguapeí encontra-se intensamente deformado na serra do Aguapeí, enquanto que na região de Rio Branco e na serra de Monte Cristo, área deste trabalho, se caracteriza por apresentar amplos dobramentos regionais, com mergulhos inferiores a 10° (Fig. 1). Dobras métricas mais apertadas podem ser observadas localmente, afetando as camadas pelíticas da Formação Vale da Promissão. O metamorfismo atingido pela seqüência é praticamente nulo (exceto nas imediações de sills e diques de diabásio, onde se observa o desenvolvimento de estreitas aureólas com ardósias mosqueadas), havendo boa preservação das estruturas primárias, o que permite que as rochas sejam designadas pelo seu nome sedimentar.

Este trabalho tem como objetivo a individualização das litofácies do Grupo Aguapeí, tendo como base atributos texturais, composicionais, estruturas sedimentares e suas orientações e arranjo sequencial dos tipos litológicos. É formulado um modelo hipotético da evolução sedimentar do segmento não dobrado das seqüências de cobertura de plataforma Aguapeí na região de Rio Branco e Serra de Monte Cristo. As fácies sedimentares aqui estabelecidas e esquematicamente representadas na figura 2, são descritas a seguir.

## 2. LAMITOS E ARENITOS INTERESTRATIFICADOS

Esta fácies ocorre de forma irregular na base do Grupo Aguapeí, expondo-se em bons afloramentos nos cortes da estrada Rio Branco-Santa Fé, onde foram estimadas espessuras de cerca de 40m.

O caráter heterelítico desta fácies é expresso pela alternância cíclica de arenitos grosseiros, contendo frequentemente seixos de lamitos, siltitos e camadas de folhelhos cinza, com a espessura dos leitos variando desde alguns centímetros até 2m. As estruturas primárias registradas são a laminação plana nos bancos de arenitos e flaser. Singular estrutura de deformação do acamamento primário, se distribui horizontalmente nas camadas pelíticas mais delgadas, como uma rede irregular de gretas preenchidas por areia muito fina, formando pequenos cilindros acunhados (Fig.3).

Estruturas similares são descritas por Hiscott (1982) em areias e lamitas interestratificadas de planícies de intermarés do Cambriano de Newfoundland, leste do Canadá. Este autor destaca a inexistência de um padrão poligonal contínuo, característico de ressecção subaérea e interpreta estas feições como gretas de sinérese, formadas em um meio subaquoso.

A variação litológica desta fácies indica flutuações da velocidade das correntes e na periodicidade das condições hidrodinâmicas e de aporte terrígeno. A atuação simultânea ou alternada dos processos de tração e suspensão dá origem a grande variedade de estruturas sedimentares. Os pavimentos de seixos de lamitos podem representar superfícies erosivas geradas durante tempestades, com a amplificação da velocidade das correntes de maré.

A natureza gradacional dos contatos desta fácies com os quartzos-arenitos com estratificações cruzadas, permite admitir a contiguidade lateral dos ambientes de sedimentação, sendo interpretada como depositada em condições de inter a inframarés.

## 3. QUARTZOS-ARENITOS MÉDIOS A GROSSOS COM ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS

Esta unidade constitui um espesso corpo arenoso de geometria tabular, aflorante na porção inferior do Grupo Aguapeí, correspondendo em parte à Formação Fortuna de Souza e Hildred (op. cit.). Ocorre em uma faixa contínua de cerca de 10km de largura, desde as escarpas da serra de Monte Cristo, onde assenta diretamente sobre o embasamento, até o vale do rio Bracinho, além de aflorar no núcleo do anticlinal nas cabeceiras do Córrego das Pedras (Fig. 1). É composta por arcias quartzosas de grão médio a grosso, em geral mostrando uma população secundária de arcia muito grossa e grãos nulos (Tabela 1).

As estruturas primárias observadas são a estratificação cruzada de porte médio, tabular e mais raramente acanalada, produto da extensiva migração de ondas e dunas de arcia em condições de tração em regime de fluxo inferior. Feições características destas estratificações cruzadas incluem a bipolaridade do sentido de transporte sedimentar, expresso pelo padrão espinha de peixe observado em alguns afloramentos (Fig. 4-A e 4-B). Laminações cruzadas convexas para cima (Fig. 4-D), marcas onduladas de perfil simétrico, superfícies erosivas planas marcadas por concentrações de seixos de lamitos (Fig. 4-C e 5-A) ou superfícies erosivas acanaladas superpostas às mega-ondulações também são observadas (Fig. 5-B). A transição destas areias para os siltitos e sub-arcólios líticos sobrepostos é brusca e marcada por um intervalo de cerca de 15 m de arcias mostrando laminações cruzadas de oscilação associadas a estruturas de corrente, com intercalações de camadas de alguns centímetros de lamitos (Fig. 5-C e 5-D).

## 4. SILTITOS COM LAMINAÇÃO PLANA E SUB-ARCÓLIOS LÍTICOS COM OSCILAÇÕES TRUNCADAS

Estas duas fácies ocorrem intimamente associadas, compondo seqüências granocrescentes cíclicas com espessuras de cerca de 10m, onde são observadas várias escalas de alternância entre os dois litótipos (Fig. 6). Os siltitos afloram isoladamente em boas exposições no leito do rio Branco e córrego das Pedras e se caracterizam por laminação plana milimétrica, frequentemente gradacional. São rochas de cor cinza amarelada quando alteradas, micáceas e a interestratificação com arenitos sub-arcólios, sub-litarenitos e sub-arcólios líticos (McBride, 1963), dá origem a estruturas linsen, ondulada e flaser associadas a micro-hummockys e mais raramente microlaminação cruzada de corrente. É notável a correlação entre a espessura dos níveis arenosos, a granulometria e o porte das estruturas, indicando eventos deposicionais com capacidade para selecionar os tamanhos de acordo com o nível máximo de energia atingido por um fluxo em desaceleração.

Os ciclos granocrescentes preservam uma combinação completa de estruturas

de uma sequência ideal de um tempestito (Dott e Bourgeois, 1982; Della Fávera, 1984). Nas porções mais inferiores dos ciclos, delgadas camadas de arenito muito fino mostram contato basal abrupto e laminação plana passando a microlaminação cruzada de oscilação, frequentemente cavalgante, sendo finalmente capcados por pelitos (Fig. 7-C). O topo dos ciclos é constituído por bancos lenticulares de arenitos finos cinza esverdeados, assentados em amplas superfícies de erosão onduladas e geralmente contendo na base, pavimentos de seixos de lamitos, sulcos e escavações como marcas de sola. Estes corpos arenosos mostram-se amalgamados e a estrutura primária típica é a estratificação cruzada "hummocky", com espaçamento entre as cristas de até 3m e altura de até 50cm (Fig. 7-B). O caráter episódico da deposição destas areias é atestado pelas frequentes estruturas diapíricas, ligadas a reajustes internos de pressão entre drapes de lama saturados de água e areias inconsolidadas, rapidamente depositadas, possivelmente no intervalo de algumas horas (Fig. 7-A).

Localmente, associados a estas fácies, ocorrem horizontes de folhelhos negros, eventualmente mostrando sulfetos disseminados. A transição destas fácies para os quartzo-arenitos do topo do Grupo Aguapeí, se dá através de um intervalo de cerca de 10m de espessura de arenitos médios micáceos roxos, intercalando níveis lenticulares de quartzo-arenitos muito finos com laminação plana.

#### 5. QUARTZO-ARENITOS MÉDIOS SEIXOSOS COM CRUZADAS TABULARES

Este conjunto arenoso se destaca na morfologia da região por capear os principais altos topográficos, desenvolvendo extensa superfície plana sub-horizontal. Está composta por até 50m de quartzo arenitos com estratificação plano-paralela e superposição de sequências de cruzadas tabulares de porte médio, apresentando níveis residuais centimétricos de conglomerados na base das sequências cruzadas e seixos de quartzo dispersos por toda a fácies (Fig. 8-A). Dobras recumbentes corrente abaixo e laminação convoluta são frequentes, afetando o topo das lâminas frontais das sequências cruzadas e sua associação conspicua com superfícies erosivas, sugere mecanismo de cisalhamento induzido por fortes correntes transportando importante carga sedimentar, atuando sobre um fundo arenoso inconsolidado (Reineck e Singh, 1980; Harms et al., 1963) (Fig. 8-B), processo descrito por Coleman (1969) nos depósitos de canal do rio Brahmaputra.

#### 6. EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

A evolução do Grupo Aguapeí na região de Rio Branco-Roncador, inicia-se pela deposição da fácies de quartzo-arenitos com estratificações cruzadas, que mostram feições sugestivas de deposição em ambiente marinho raso, com sistema de correntes controlados pelas marés. A direção predominante de transporte de areias foi de NNW - NNE para SE-SW, sendo frequente contudo, a ocorrência de vetores secundários dirigidos para sentidos opostos de 180°, confirmando a bidirecionalidade periódica das correntes de fundo e reforçando a hipótese de um sistema de correntes dominado pelas marés (Fig. 9-A). Esta fácies se assemelha aos cobertores de arenitos que incluem vários corpos arenosos indiferenciados, abundantes no Pré-Cambriano e exemplificados pelo Quartzito Jura na Escócia (Johnson, 1978; Anderton, 1976). Dunas e ondas de areia durante períodos de correntes normais migram no sentido das marés vazantes e, em condições de intensa agitação por tempestades, desenvolvem-se superfícies erosivas extensas e rasas, recobertas por resíduos conglomeráticos onde se destaca a concentração de seixos de lamitos, o que sugere o endurecimento e fragmentação subaérea de sedimentos finos depositados em planícies de maré lamosas. Esta sequência marinha rasa é depositada em condições de extrema estabilidade tectônica e o extensivo retrabalhamento pelas correntes de maré é responsável pelo caráter supermaturo das areias. Para sul e sudeste estes arenitos se interdigitam com depósitos finos que podem representar fá-

-cies mais profundas (inframarés) por não apresentarem evidências de exposição sub-aérea, se disporem distalmente em relação ao curso dominante do transporte sedimentar e se situarem junto à base de uma sucessão progradacional.

Uma transgressão marinha se segue à rápida subsidência da bacia, possivelmente como resposta à sobrecarga imposta pela espessa coluna de areias já acumuladas. Este evento transgressivo contudo, não é acompanhado por equivalente aporte de terrígenos, o que permite que estas areias costeiras sejam retrabalhadas como relíquias em uma lâmina d'água mais profunda, com as condições hidrodinâmicas dominadas por ondas de tempestades, o que é testemunhado pelas porções superiores da sucessão de arenitos com estratificações cruzadas. A retomada dos processos erosivos nas áreas emersas, produz o desenvolvimento de nova sequência progradacional, iniciada pelos pelitos intercalados com areias sub-maturas em ciclos granocrescentes, atribuídos a grandes episódios de sedimentação sob influência de tempestades. O assoreamento progressivo da bacia culmina com o pacote de areias supermaturo mostrando evidências de deposição em ambiente fluvial de alta energia em uma superfície nivelada, o que é sugerido pela reduzida espessura e ampla dispersão superficial desta fácies.

O conjunto das três fácies superiores do Grupo Aguapeí na região, reflete também um nítido fracionamento textural/mineralógico dos detritos carreados das áreas continentais (Tabela 1). Admitindo-se o caráter concordante dos contatos entre as mesmas, as diferenças texturais e mineralógicas registradas entre os sub-arcólios líticos e os quartzo-arenitos com cruzadas tabulares resultam de diferentes modos de transporte operando em ambientes adjacentes, haja visto a forte interdependência de tamanho das partículas e composição mineralógica (Davies e Ethridge, 1975). Tal hipótese se pode sugerir a existência de acumulações deltaicas, com os siltitos com laminação plana intercalando areias imaturas, representando uma associação de prodelta e frente deltaica, com a dinâmica da bacia receptora dominada por tempestades, que periodicamente atuam no sentido de construir extensos campos de barras de plataforma. A sequência de quartzo-arenitos fluviais mostra uma aparente inversão do paleodeclive em relação aos quartzo-arenitos basais, com o sentido preferencial de transporte de SE para NW (Fig. 9-B) e de SW para NE (Leite et al., 1985). Por outro lado, o padrão unimodal dos vetores de paleocorrentes verificados nesta fácies, reforça a interpretação de deposição por fluxo unidirecional a partir de áreas continentais situadas a SW-SE.

#### 7. CONCLUSÕES

A metodologia adotada neste trabalho permitiu a subdivisão do Grupo Aguapeí na região de Rio Branco em cinco fácies sedimentares principais, organizadas de modo a constituir duas espessas sequências progradacionais, a primeira das quais caracterizada pelo avanço para SE-SW de extensa cobertura arenosa em plataforma marinha rasa dominada por marés. Uma rápida transgressão sucede à deposição deste pacote inferior, estabelecendo-se condições de desequilíbrio hidrodinâmico, com a parte superior da coluna de areias de águas rasas sendo retomada por ondas de tempestades. O ciclo progradacional superior inicia-se com os pelitos de plataforma intercalando-se a areias imaturas depositadas por agitações durante tempestades e culmina com extensa e delgada cobertura arenosa supermaturo, depositada por rios de grande competência correndo de SE-SW para NE-NW.

#### 8. AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi possível graças ao auxílio financeiro concedido pelo PADCT /FINEP, processo nº 42.86.0409.00. Os autores desejam expressar igualmente seus agradecimentos ao Deptº de Geologia da UFMT, sem cujo apoio logístico e infraestrutura não teria sido possível a execução de todas as etapas deste trabalho. Agradecimentos são extensivos aos formandos em Geologia dos períodos 81/2,82/1 e 86/1, pela seriedade e

entusiasmo demonstrados no levantamento básico da região, através da disciplina Geologia de Campo.

### 9. BIBLIOGRAFIA

- ANDERTON, R., 1976- Tidal-shelf sedimentation: an example from Scottish Dalradian. *Sedimentology*, v.23, 429-458
- BARBOSA, O. et al., 1966- Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". DGM-DNPM, monografia 19, Rio de Janeiro, 94pp.
- COLEMAN, S.M., 1969- Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sedim. Geology*, v.3, 129-239
- DAVIES, D.K. e ETHRIDGE, F.G., 1975- Sandstone composition and depositional environment. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v.59 (2), 239-264
- DELLA FÁVERA, J.C., 1984- Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol.*, Rio de Janeiro, v.2, 489-501
- DOTT Jr., R.H. e BOURGEOIS, J., 1982- Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.93, 663-680
- FIGUEIREDO, A.J.A. et al., 1974- Projeto Alto Guaporé. DNPM-CPRM, Relatório Final, v.11, Goiânia, 173pp
- HARMS, R.N., 1962- Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *Jour. Geol.*, v.71, 566-580
- HISCOTT, R.N., 1982- Tidal deposits of the Lower Cambrian Random Formation, eastern Newfoundland: facies and palaeoenvironments. *Can. Jour. Earth Sci.*, v.19, 2028-2042
- JOHNSON, H.D., 1980- Shallow siliciclastic seas, pp.207-258, in: READING, H.G., ed., *Sedimentary facies and environments*. Blackwell Scientific Pub., London.
- LASA-ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S/A, 1968- Levantamento fotogeológico e geoquímico do Centro Oeste de Mato Grosso. DNPM-DGM, Rel. nº 153, Rio de Janeiro, 77pp
- LEITE, J.A.D. et al., 1985- A Suite Intrusiva Rio Branco e o Grupo Aguapeí na serra de Rio Branco, MT. *Anais do Simp. Geol. Centro Oeste-II*, Goiânia, 185-193
- LITHERLAND, M. e BLOOMFIELD, K., 1981- The proterozoic history of eastern Bolivia. *Pre-Cambrian Research*, v.15, 157-179
- Mc BRIDE, E.F., 1963- A classification of common sandstones. *Jour. Sed. Petrol.*, v.33, 664-669
- OLIVATTI, O. e RIBEIRO FILHO, W., 1976- Revisão da geologia dos projetos Alto Guaporé, Centro Oeste e Serra Azul. DNPM-CPRM, Goiânia, 51pp
- REINECK, H.E. e SINGH, K.B., 1980- *Depositional sedimentary environments* (2ª ed.). Springer Verlag, New York, 450pp
- SOUZA, E.P. e HILDRED, P.R., 1980- Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Agauepeí de Mato Grosso. *Anais do XXXI Cong. Bras. Geol.*, Camburiú, v.2; 587-598

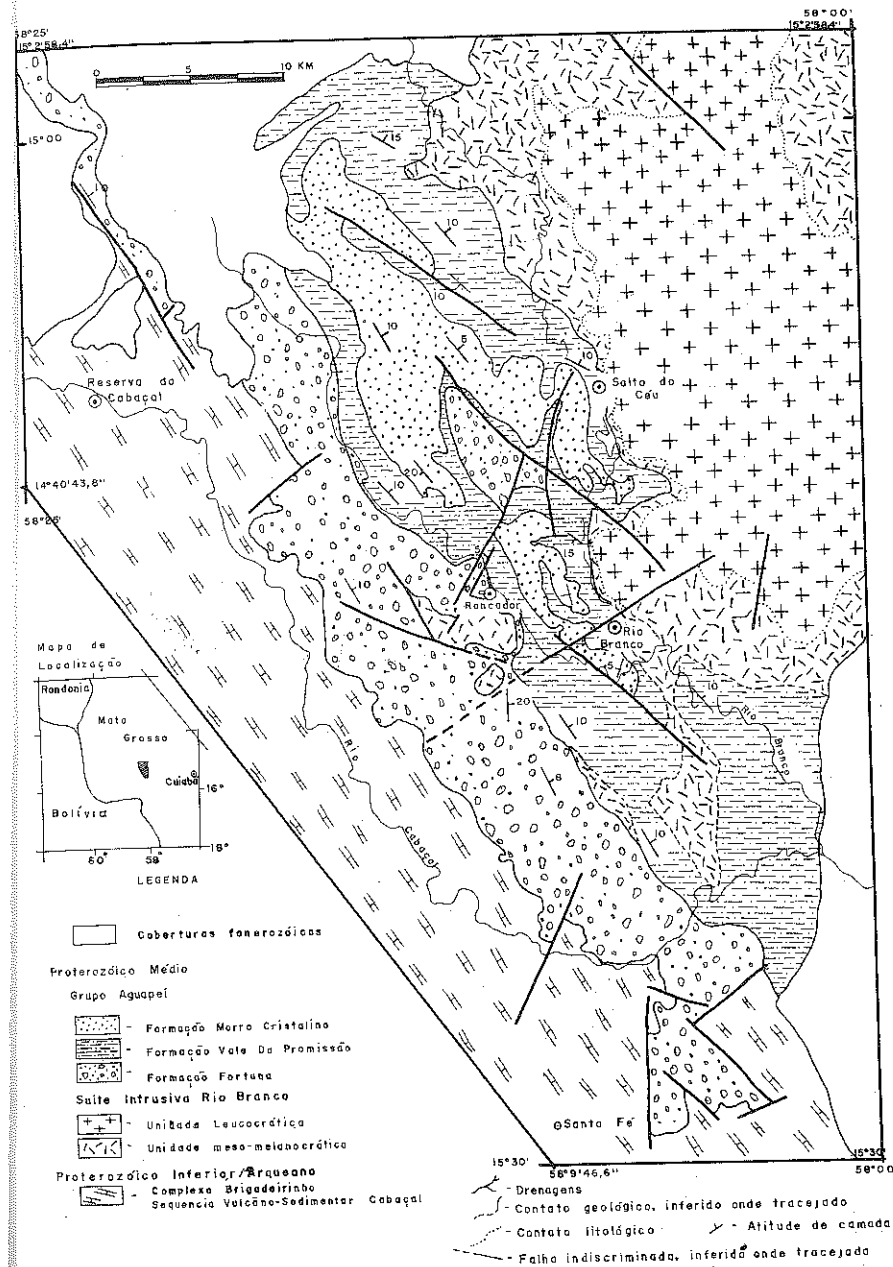


FIG.1: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA ÁREA DE ESTUDO, MODIFICADO DE LEITE ET ALII (1985)

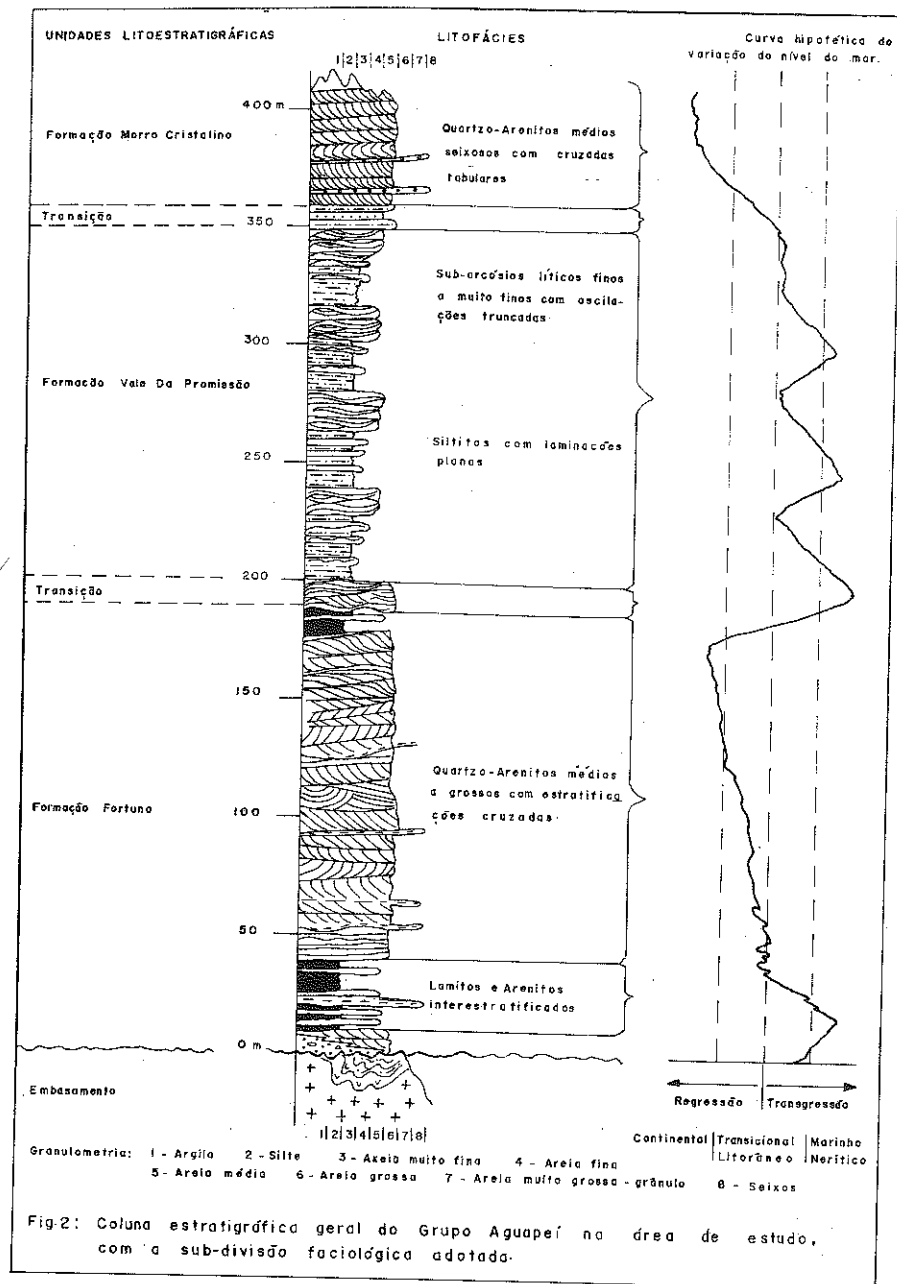


Fig.2: Coluna estratigráfica geral do Grupo Aguapeí na área de estudo, com a sub-divisão faciológica adotada.

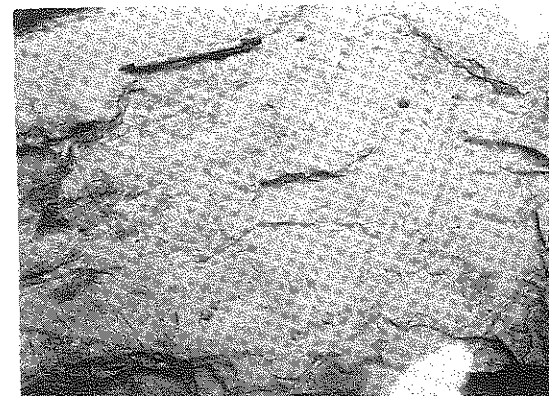


Fig. 3: Gretas de sinérese em lamitos da fácies de lamitos e arenitos interestratificados



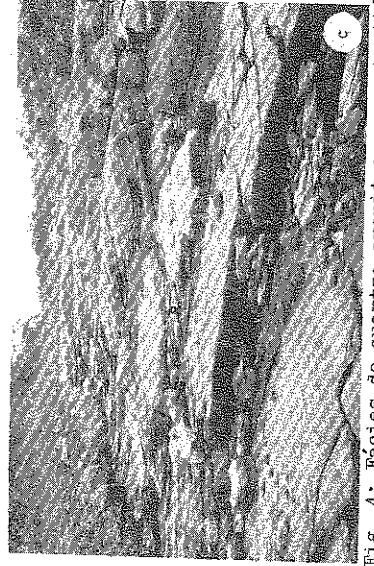


Fig. 4: Fácies de quartzo-arenitos com estratificações cruzadas: A) e B) superposição de sequências de lâminas cruzadas exibindo reversão no sentido das correntes; C) estratificação cruzada de médio porte, refletindo a direção das marés vazantes. Nota superfície de reativação (R) no centro da foto; D) lâminas cruzadas com convexidade voltada para cima.

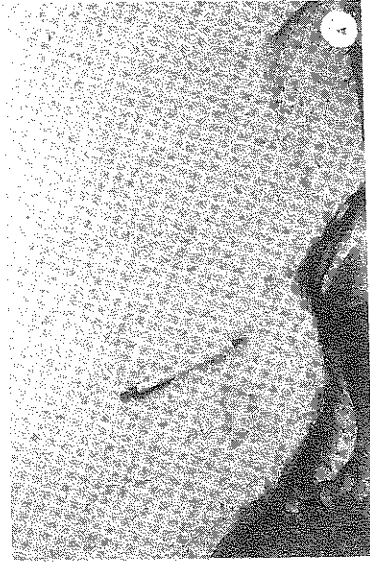


Fig. 5: Fácies de quartzo-arenitos com estratificações cruzadas: A) superfície erosiva planar marcada por concentração de seixos de lamitos; B) superfície erosiva acanalada superposta a megaondulação; C) associação de estratificações cruzadas de oscilação e corrente, na transição para as fácies de siltilitos com laminação plana e sub-arcólios líticos com oscilações truncadas.

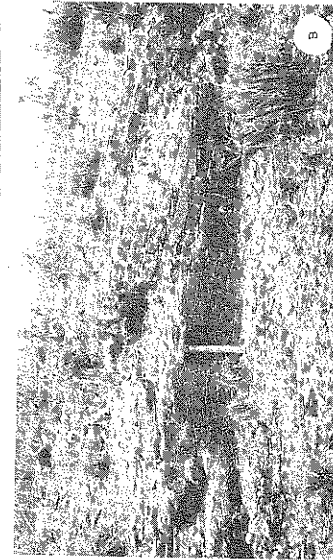
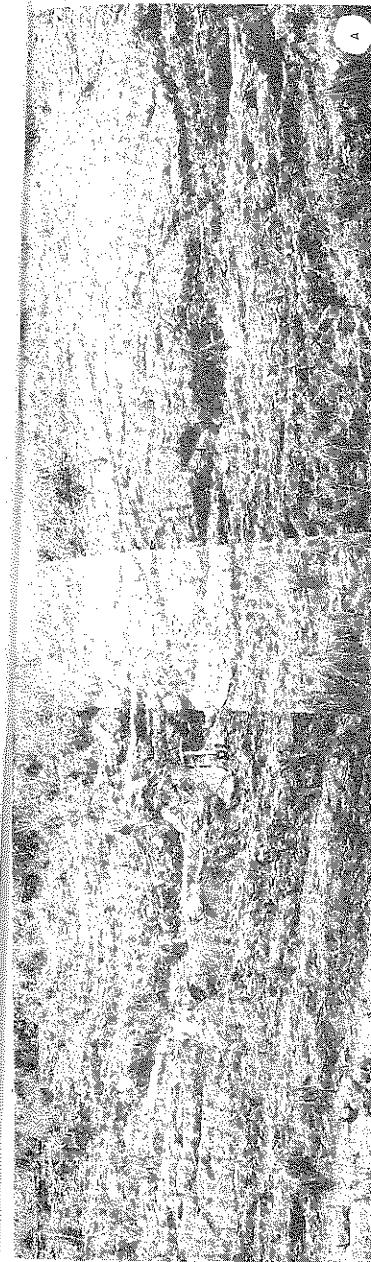
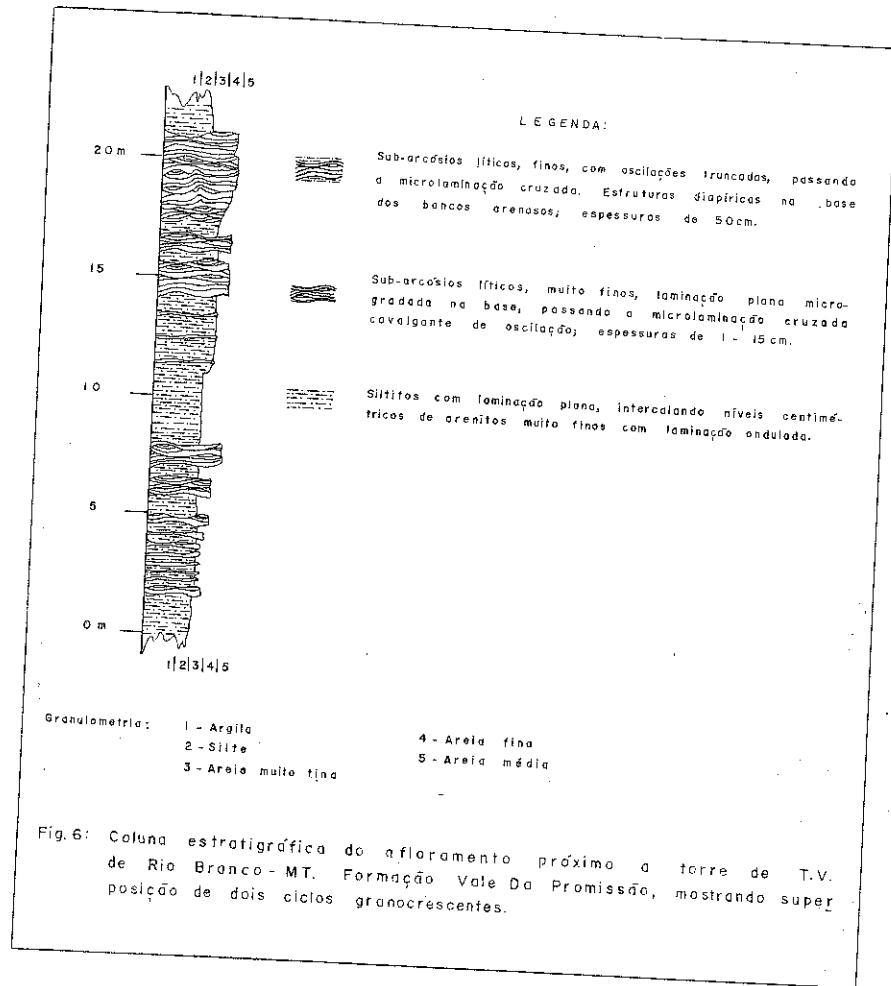


Fig. 7: Facies de sub-arcólios líticos com oscilações truncadas: A) corpo de arenito fino assentando em superfície erosiva de primeira ordem e afetado por diapirismo de lamitos (DL); B) estratificação cruzada hummocky, típica do topo dos ciclos granocrescentes; C) tempestito distal mostrando intervalo com laminação plana (P), microlaminação cruzada de oscilação cavalgante (X) e intervalo pelítico (M).

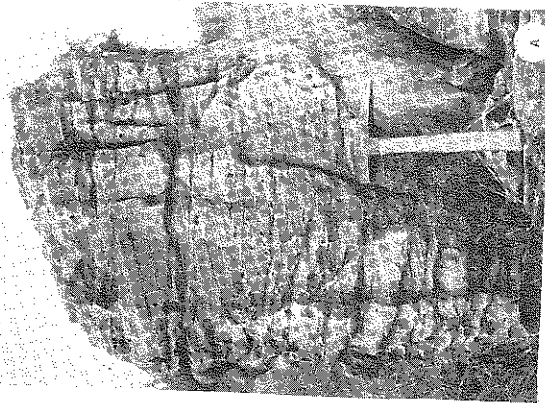


Fig. 8: Fácies de quartzo-arenitos seixosos com cruzadas tabulares: A) superposição de seqüências de lâminas cruzadas mostrando unidirecionalidade do fluxo e seixos dispersos; B) dobra recumbente intraformacional corrente abaixo, encimada por superfície erosiva.

UNIDADE LITOSTRATIGRÁFICA	FÁCIES	Mz (mm)	%Q	%F	%R	%M	%MAT	$\bar{Q}$
Morro Cristalino	Quartzo-arenitos médios seixosos, cruzada tabular	0,29	97,50	0,50	0,12	-	-	Arr. a Mbarr.
Vale da Promissão	Sub-arcosios líticos finos a muito finos c/ oscilações truncadas	0,14	67,00	5,6	5,4	6,4	11,4	Subang a Subarr
Fortuna	Quartzo-arenitos médios a grossos, c/ estratificação cruzada.	0,52	96,00	-	0,2	1,6	-	Arr. a Subarr

Tabela 01 : Atributos texturais-mineralógicos médios das fácies arenosas do Grupo Aguapeí; Mz - Diâmetro médio; Q - Quartzo; F - Feldspato; R - Fragmento de rocha; M - Micras; MAT - Matriz;  $\bar{Q}$  - Arredondamento médio do Quartzo.

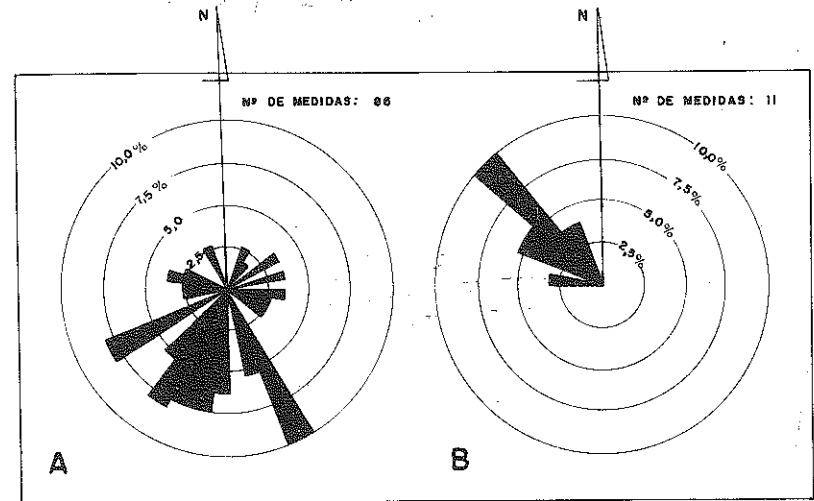


FIG.09 - ROSETAS DE PALEOCORRENTES PARA AS DUAS UNIDADES DE QUARTZO-ARENITOS DO GRUPO AGUAPEÍ NA REGIÃO DE RIO BRANCO-MT. A: QUARTZO-ARENITOS MÉDIOS A GROSSOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA. B: QUARTZO-ARENITOS MÉDIOS SEIXOSOS COM CRUZADA TABULAR.



Fig. 8: Fácies de quartzo-arenitos seixosos com cruzadas tabulares: A) superposição de seqüências de lâminas cruzadas mostrando unidirecionalidade do fluxo e seixos dispersos; B) dobra recumbente intraformacional corrente abaixo, encimada por superfície erosiva.

UNIDADE LITOSTRATIGRÁFICA	FÁCIES	Mz (mm)	%Q	%F	%R	%M	%MAT	$\bar{S}_Q$
Morro Cristalino	Quartzo-arenitos médios seixosos, cruzada tabular	0,29	97,50	0,50	0,12	-	-	Arr. a Mbarr.
Vale da Promissão	Sub-arcosios líticos finos a muito finos c/ oscilações truncadas	0,14	67,00	5,6	5,4	6,4	11,4	Subang a Subarr
Fortuna	Quartzo-arenitos médios a grossos, c/ estratificação cruzada.	0,52	96,00	-	0,2	1,6	-	Arr. a Subarr

Tabela 01: Atributos texturais-mineralógicos médios das fácies arenosas do Grupo Aguapeí; Mz - Diâmetro médio; Q - Quartzo; F - Feldspato; R - Fragmento de rocha; M - Micas; MAT - Matriz;  $\bar{S}_Q$  - Arredondamento médio do Quartzo.

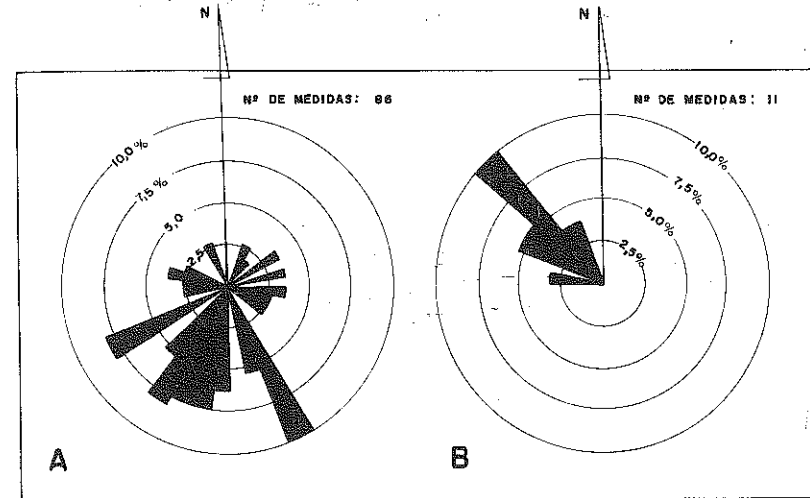


FIG. 09 - ROSETAS DE PALEOCORRENTES PARA AS DUAS UNIDADES DE QUARTZO-ARENITOS DO GRUPO AGUAPEÍ NA REGIÃO DE RIO BRANCO-MT. A: QUARTZO-ARENITOS MÉDIOS A GROSSOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA. B: QUARTZO-ARENITOS MÉDIOS SEIXOSOS COM CRUZADA TABULAR.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO  
"RIO FRESCO" NA REGIÃO DE CARAJÁS - PA

Alexandre José Martins Figueiras\*

Joel Buenano Macambira\*

Raimundo Netuno Nobre Villas\*

\*Departamento de Geologia - Centro de Geociências/UFPa. Pesquisador do CNPq

**RESUMO** Os sedimentos predominantemente psamíticos encontrados no sinclínrio de Carajás são aqui provisoriamente atribuídos à Formação "Rio Fresco". Repousam em inconformidade sobre as rochas do Grupo Grão-Pará, com uma idade mínima estabelecida de 1.800 m.a., baseada em datações no Granito Central que lhes é intrusivo. A integração de feições petrográficas, variabilidade litológica e, principalmente, estudo de estruturas sedimentares, permite sugerir que esses sedimentos foram depositados em um ambiente fluvial com canais entrelaçados, secundados por contribuição eólica. Distinguiram-se três facies no ambiente fluvial. A primeira, mais proximal, está representada por conglomerados maciços, grossamente acamadados, intercalados com arenitos, situados na Serra do Paredão (barras longitudinais). A segunda, nas cercanias do Granito Central, está constituída por arenitos com freqüente estratificação cruzada da planar (barras transversais). A terceira, mais distal, situada na estrada Pojuca-Bahia, além dos arenitos, apresenta uma unidade pelítica representada por siltitos e argilitos com estratificação planar, passando para ondulada até convoluta(?), que foram interpretadas como sedimentação em áreas de transbordamento (depósito de inundação ou transbordamento). Embora não tenham sido observadas estruturas sedimentares típicas, a presença de arenitos avermelhados, recristalizados, muito bem arredondados e bem selecionados, intercalados nos arenitos da Formação "Rio Fresco", corroboram a idéia de uma contribuição eólica.

**ABSTRACT** The dominantly sand sedimentary rocks that occur in the Carajás synclinal structure are here taken as to belong to the "Rio Fresco" Formation. These rocks lie unconformably over the Grão-Pará Group and are at least as old as 1.800m.a., which is the age of the intrusive Central Granite. The integration of data based on petrographic features, lithological variability and, in special, sedimentary structures allows the suggestion that these sediments have been deposited in a fluvial environment of braided rivers with some eolian contribution. Three major facies could be identified. The first, more proximal and situated in the Paredão Ridge, is represented by massive, coarsely bedded conglomerates with sandstone intercalations (longitudinal bars); the second, located mainly in the surroundings of the Central Granite, is composed of sandstones with conspicuous planar cross-stratification (transversal bars); the third, more distal and found along the Pojuca-Bahia road, is made up of sandstones, but includes a distinctive pelitic unit composed of siltstones and shales with planar stratification that grades into undulations or even convolution structures. This unit has been interpreted as a result of deposition or flood plains. Although typical wind-derived sedimentary structures have not been observed, the presence of recrystallised, very well rounded and well selected sandstones intercalated with the "normal" sandstones of the "Rio Fresco" Formation leads to indicate the presence of a possible eolian contribution to these sediments.

**INTRODUÇÃO** O estudo do ambiente deposicional em rochas sedimentares, do ponto de vista acadêmico e econômico, um dos objetivos primordiais da sedimentologia.

Até a década de 70 esse estudo fundamentava-se, principalmente nos parâmetros de distribuição granulométrica propostos por Foll (1957), Passega (1957) e Sahu (1964), entre outros. Posteriormente, com a maior intensificação dos estudos em ambientes recentes, verificou-se que, melhor do que os parâmetros granulométricos, as estruturas sedimentares e a variabilidade litológica constituíam ferramentas mais adequadas e confiáveis para essa interpretação.

O objetivo deste trabalho é a reconstrução paleoambiental da Formação "Rio Fresco" ocorrente na Serra dos Carajás. Para isso, foram estudadas três áreas, estando a primeira localizada na Serra do Parão, as margens da ferrovia Carajás-Itaqui e distante 70 km, no sentido nordeste, da cidade de Marabá-Pa. A segunda área encontra-se nas cercanias da jazida de ferro (N-4) atualmente em exploração, enquanto a terceira situa-se entre as localidades Pojuca e Bahia a 47 km da jazida N-4. (Fig. 01)

Os sedimentos afossilíferos, essencialmente psamíticos, que ocorrem no sinclínrio de Carajás, têm sido atribuídos à Formação Rio Fresco (Silva et al., 1974; Hirata et al., 1982; Meireles et al., 1984). Estratigraficamente, sobrepõem-se em inconformidade às rochas vulcânicas básicas e ácidas, com contribuição piroclástica, intercaladas com formação ferrífera bandada, do Grupo Grão-Pará que, por sua vez, está discordantemente assentadas sobre os xistos ricos em ferro, encaixados em gnaisses e quartzitos; da Sequência Salobo-Pojuca (Hirata et al., 1982). (Fig. 02)

A idade mínima atribuída à Formação "Rio Fresco" é 1820±56 m.a. baseada em datações efetuadas no granito que corta esses sedimentos (Gomes et al., 1971; Tassinari et al., 1982; Cordani et al., 1984; Wirth, 1986). Por outro lado, as unidades que lhe são sotopostas também foram datadas fornecendo idades de 2.758±39 m.a. para o Grupo Grão-Pará (Wirth, 1986) e 2.700±150 m.a. para a Sequência Salobo-Pojuca (Tassinari et al., 1982).

O presente trabalho, à luz de novos dados, detalha ainda mais o ambiente deposicional da Formação "Rio Fresco", proposto por Figueiras & Villas (1984). Explica sob novo prisma texturas e estruturas anteriormente observadas; exclui os pelitos da região do Igarapé Azul desta sequência; modifica o conceito da variação faciológica e aumento de metamorfismo desses sedimentos em direção ao Igarapé Pojuca e, finalmente, acrescenta um novo agente deposicional na sua formação.

**EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO** Os primeiros informes geológicos, na Serra dos Carajás, sobre os sedimentos que posteriormente viriam a ser chamados de Formação "Rio Fresco", são devidos a Barbosa et al. (1966) quando da realização do Projeto Araguaia. Segundo esses autores, os arenitos ali presentes seriam correlacionados aos da Formação Gorotire. Neste mesmo trabalho, os autores propuseram o nome Formação Rio Fresco a sedimentos marinhos constituídos por ardósias pretas carbonosas, ardósias cor de cimento ou cinza-azulada, intercaladas com inúmeras camadas e bancos de arcócio cinzento-esverdeado a cinza-escuro, às vezes micáceos, freqüentemente cortados por diques de diabásio e andesito, encontrados no baixo/médio curso do rio Fresco.

A partir de 1967, com a descoberta dos depósitos de ferro de Carajás, iniciou-se um intenso programa de pesquisa na região e em 1968 Tolbert e colaboradores propõem um novo empilhamento estratigráfico, ainda que mantendo a correlação dos arenitos com a Formação Gorotire.

Em 1971, Knup, efetuando o levantamento geológico nos rios Itaiciúnas e Tocantins, refere-se a rochas sedimentares de idade pré-cambriana a eopaleozóica, composta por arenitos quartzíticos, arcósios, grauvascas, psamitos conglomeráticos e brechóides, siltitos, argilitos e veios de quartzo, que corresponderiam às formações Rio Fresco e Gorotire descritas pelo Projeto Araguaia.

Uma importante contribuição na datação desses arenitos é dada

por Gomes et al. (1971) que estabeleceram uma idade de 1824±52 m.a. (mê todo K/Ar) para o corpo granítico intrusivo naqueles sedimentos.

Liandrat (1972) fez reconhecimento ao longo dos rios Itaiciúnas e Parauapebas e neste último relata a presença de ardósias arenosas, constituídas por leitos de cor cinza, alternadamente mais claros e mais escuros, aos quais denominou de Formação Zé Gladstone correlacionável à Formação Rio Fresco. Já aos arenitos arcólios de granulação grosseira, às vezes conglomeráticos, de cor rósea a carmim, denominou de Formação Igarapé do Ouro. Segundo esse autor, esses arenitos lembram as Formações Gorotire e Cubencranquém descritas por Barbosa et al. (1966). Esta proposição, no entanto, não foi aceita por aqueles que têm se dedicado ao estudo dessas rochas.

Em 1973, Beisiegel e colaboradores fazem uma síntese do conhecimento geológico até então adquirido, e seguem basicamente a estratigrafia proposta pelo consórcio CVRD/CMM (1972), continuando a chamar os sedimentos ocorrentes na Serra dos Carajás de Formação Gorotire.

A partir de 1974, com o trabalho de Silva e colaboradores, ocorre uma profunda modificação na correlação estratigráfica, criando uma celeuma que perdura até hoje. Esses autores, por critérios não muito bem entendidos, desdobram a Formação Rio Fresco em dois membros. Um mais inferior formado por um conjunto de conglomerados, arenitos, folhelhos pretos, manganésiferos e carbonosos nos níveis superiores, ocorrentes no Igarapé Azul-Carajás, que denominaram Membro Azul. O membro mais superior (Naja), com seção tipo no rio homônimo, seria o correspondente à Formação Rio Fresco como originalmente proposta por Barbosa et al. (1966).

Daí em diante, passou-se a chamar, indistintamente, toda e qualquer sequência, essencialmente psamítica, ocorrente Sul do Pará, de Formação Rio Fresco.

O ambiente deposicional desses sedimentos, que até então vinham sendo considerados como marinhos transgressivos, com clásticos grosseiros na base e sedimentos químicos no topo (Silva et al., 1974; Hirata et al., 1982), a partir de 1983, sofre uma profunda modificação com os dados obtidos por Ramos e colaboradores. Com base em três análises granulométricas, sugerem para aqueles sedimentos um ambiente fluvial.

Em 1984, Figueiras & Villas fazem um estudo detalhado naquela região, dando ênfase à caracterização petrográfica, ao problema da correlação com a Formação Rio Fresco, à questão da existência ou não de metamorfismo e finalmente definem o ambiente deposicional como sendo fluvial de rios anastomosados com uma sequência proximal e outra mais distal.

Ainda neste ano, Cunha e colaboradores, com base no trabalho de Silva et al. (1974), elevam essa formação à categoria de grupo e o Membro Azul à categoria de formação, com o nome de Formação Igarapé Azul. Excluem a parte pelítica superior e correlacionam-na, duvidosamente, com o que denominaram de Formação Rio Naja. Segundo esses autores, a Formação Igarapé Azul parece representar uma sequência de ambiente fluvial que, progressivamente, apresenta características de sedimentos marinhos, cedendo lugar à Formação Rio Naja.

Meireles et al. (1984) interpretam os pelitos da parte superior (região do Igarapé Azul), como depositados em uma bacia lagunar subside e rasa, confinada à parte axial do sinclínrio de Carajás.

Serique & Ramos (1984) estudaram o perfil da Serra do Paredão (Carajás) e concluíram que o ambiente deposicional daqueles sedimentos é, supostamente, continental estável.

Fonseca et al. (1984) e Ferreira Filho & Danni (1985) correlacionam os sedimentos mineralizados em cobre da área Bahia (Carajás) com a Formação "Rio Fresco". Estes últimos assinalam o caráter transgressivo da sedimentação Rio Fresco.

**PETROLOGIA** A Formação "Rio Fresco", na região de Carajás, é constituída por uma sequência basal pefítica com intercalações psamíticas, seguida por um espesso pacote de psamitos e finalizando com pelitos.

A unidade mais inferior está muito bem representada na Serra

do Paredão, onde se observa uma alternância de conglomerados e arenitos repousando discordantemente sobre gnaisses do Complexo Xingu.

Foram reconhecidos dez camadas de conglomerado com espessura variando de 1,5 até mais de 5,0 m. Formam leitos bem distintos limitados por níveis de arenito, embora algumas vezes ocorra uma passagem gradativa sem delimitação muito precisa. Em geral são maciços a grosseiramente acamados, apresentando leve granodrecrescência em direção ao topo. Apresentam um caráter polimítico, com fragmentos bem arredondados e tamanho bastante variável (chega a alcançar mais de 0,5 m de diâmetro). Predominam os fragmentos de arenito, cuja granulometria varia de grosseira (principalmente) a média, seguido de silixito de coloração leitosa; quartzo de veio; formação ferrífera bandada (menos freqüente) e mais raramente fragmentos de pelito. Seu arcabouço é fechado com o espaço intergranular preenchido por matriz arenosa, de granulometria grosseira a média, composta por grãos de quartzo policristalino (principalmente) além de fragmentos de silixito, todos cimentados por silício.

Os arenitos são de coloração avermelhada, muito duros, e predomina em direção ao topo do perfil (Fig. 03). São constituídos essencialmente por grãos de quartzo policristalinos com contatos tangenciais, grãos bem arredondados, alguns quase esféricos (Foto 02), granulometria variando de média a fina (predominância entre 1 e 1,75  $\phi$ ), chegando a constituir mais de 95% do total (quartzo-arenito). São bem selecionados com algumas amostras sugerindo bimodalidade, além de sobrecrescimento da sílica. Este sobrecrescimento é muito bem realçado de modo à presença de uma película de óxido de ferro que envolve o grão original. Localmente mostra um aspecto poligonizado. Há pelo menos três gerações de cimento silicoso. A mais precoce ocorre em forma de pequenos cristais de quartzo envolvendo alguns grãos. A segunda constitui o cimento propriamente dito, ocupando os espaços intercrystalino sob forma de quartzo microcrystalino. A geração mais tardia mostra cristais de quartzo preenchendo as fraturas. Embora bem menos freqüente, acham-se presentes fragmentos de rocha. São em sua maioria silixito e mais raramente fragmentos de xistos com pequenas palhetas de muscovita orientadas. Como minerais acessórios aparecem zircão e turmalina. A matriz é pouco freqüente nesses arenitos e, quando ocorre, é essencialmente sericita que, por vezes, se mostra "costurando" os grãos. Outra feição interessante é a presença de estilólitos cujos planos estão preenchidos por sericita (Foto 03).

A direção geral desses sedimentos é NE-SW com mergulhos suaves, em torno de 10° para sudeste.

Nos arenitos mais finos, foi observada a presença de marcas onduladas simétricas, de cristas bem arredondadas, espaçadas paralelamente entre si de 5 cm e altura pouco superior a 1 cm.

A seqüência psamítica ocorre principalmente nas proximidades do Granito Central. Predominam os quartzo-arenitos e quartzo-wackes em proporção mais ou menos semelhante, seguidos de brechas sedimentares e muito raramente camadas de pelitos.

Nos arenitos os grãos de quartzo são subangulosos a angulosos, policristalinos, extinção variando de reta até fortemente ondulante, contatos côncavo-convexos a tangenciais e em alguns casos suturados. Sua granulometria predomina entre 1 e 1,5  $\phi$  (areia média), embora sejam encontrados exemplares de grão mais grossa e mais fina. Quanto à seleção, essa varia de moderada a pobremente selecionada. São freqüentes nos grãos de quartzo feições de corrosão devido ao ataque da matriz. Outros constituintes são os fragmentos de rocha, sendo mais comum o silixito, com tamanho variando desde alguns micra até 0,5 cm (Foto 04). Tem-se ainda fragmentos de pelito, com contornos nem sempre bem distinguíveis, chegando-se a confundir com a matriz. Essa, por seu turno, é composta praticamente por sericita que preenche os espaços intergranulares. Localmente observa-se a presença de muscovita que se torna mais freqüente quando próxima à intrusão granítica. Em amostras coletadas na região da Serra Sul, foi constatada a presença de pirofilita na matriz (Ramos et al., 1983; Figueiras & Villas, 1984). Entre os minerais acessórios

destacam-se os opacos, formando concentrações, a turmalina com cristais de até 2 cm, zircão e epidoto.

Os arenitos brechóides são de caráter tipicamente exógeno, com postos por fragmentos angulosos a subangulosos de silixito de coloração cinza-escura até esbranquiçada, podendo atingir dimensões de mais de 5 cm (Foto 05). Esses fragmentos não mostram nenhuma organização, sendo dispostos mais ou menos caoticamente pela matriz. Essa por sua vez é semelhante a dos arenitos, embora haja uma maior participação do cimento silicoso.

A unidade pelítica é muito pouco expressiva, achando-se intercalada nos arenitos. São siltitos maciços de coloração cinza, por vezes laminados, compostos por sericita e quartzo, e mais raramente argilitos de coloração avermelhada.

Nas proximidades do Granito Central, os sedimentos apresentam-se orientados segundo a direção N-S com mergulhos de 30-40° para oeste, variando até nordeste com mergulhos no sentido noroeste.

A estrutura sedimentar mais conspícua é a estratificação cruzada tabular, em "sets" de espessura não superior a 0,5 m com base e topo bem definidos e planos. Apresenta sensíveis variações granulométricas de um "set" para outro, ora passando de areia fina para areia grossa ou areia média para areia fina, sem nenhuma ritmicidade. Na estação AF-RF-65, foi observada uma relação inversa entre espessura da camada e granulometria. Quanto ao comprimento, esses "sets" pouco ultrapassam 3 metros. As lâminas que constituem cada "set" são bem diferenciadas em relação às pequenas variações granulométricas. Essas lâminas mostram intensidade de mergulho variável desde 13° até 30°. Em apenas um afloramento foi constatada a presença de estratificação cruzada acanalada (Foto 06).

As melhores exposições da contribuição pelítica estão situadas ao longo da estrada que liga os acampamentos Pojuca e Bahia. Nesse perfil foi observado, além dos arenitos, a presença de siltitos, ritmitos, argilitos e mais raramente conglomerados brechóides, afora intercalações de tufo, rochas vulcânicas básicas e ácidas, intensamente hidrotermalizadas e intemperizadas, (Fig. 03).

Os arenitos são semelhantes aos anteriormente descritos, existindo um predomínio dos quartzo-arenitos em relação aos quartzo-wackes. Os quartzo-arenitos são de coloração cinza-esbranquiçada e constituídos por grãos de quartzo policristalinos, subangulosos a subarredondados, extinção fortemente ondulante, contatos côncavo-convexos até levemente suturados, granulometria bastante variável, desde muito fina até grosseira e seleção regular. Mostra muito pouco sobrecrescimento e a presença de silixito é mais discreta. A matriz, menos abundante quando comparada com os arenitos anteriores, é constituída por sericita que corroi os grãos de quartzo. Nos planos de fratura é frequente a presença de palhetas de muscovita com 2 a 3 cm de comprimento. Excetuam-se desse contexto dois leitos (lentes) de quartzo-arenito (estações BP-AF-20 e 22), de coloração avermelhada com grãos bem arredondados, (Foto 06), bem selecionados, contatos tangenciais e côncavo-convexos, com freqüente sobrecrescimento e praticamente sem matriz. Observa-se ainda uma delgada película de sericita que envolve esses grãos. São muito semelhantes aos arenitos da Serra do Paredão.

Em apenas um afloramento (BP-AF-25a) foi verificada a presença de um conglomerado brechóide, coloração cinza, composto por fragmentos de arenito grosseiro a médio, subangulosos a arredondados, cuja dimensão máxima atinge 30 cm. O arcabouço é fechado com o espaço existente preenchido por matriz de coloração avermelhada, muito intemperizada, composta por quartzo anguloso a subanguloso, sericita e raras palhetas de muscovita (Foto 07).

Os ritmitos são de coloração avermelhada, bastante intemperizados, formados por lâminas de espessura milimétrica de argila intercalada com areia muito fina (Foto 08). Em microscópio esses leitos são irregulares tanto na sua forma como espessura, mas com uma boa consistência lateral.

Os argilitos são compactos, coloração avermelhada ou cinza-chum

bo, estando localmente bastante perturbados tectonicamente. Foram distinguidos vários tipos de acamamento, sendo o mais freqüente uma laminação horizontalizada até ondulada (Foto 09), formada por níveis de silte/areia muito fina e argila. Quando essa ondulação é mais intensa, aparecem pequenas lentes de areia fina de comprimento pouco superior a 4 cm e espessura de 0,5 cm (Foto 10). Outro tipo de acamamento representado por uma laminação extremamente conturbada, onde lâminas de argila cinza-avermelhada e cinza-chumbo estão irregularmente orientadas, ora contorcidas ou interrompidas, com continuidade lateral não bem definida (Foto 11).

Embora esses sedimentos não apresentem evidências de metamorfismo regional, estão, localmente, com um acentuado grau de deformação ocasionado, principalmente, pela reativação da falha Carajás. Nos afloramentos próximos ao Igarapé Águas Claras, observa-se a presença de foliação, crenulação e até clivagem de crenulação. Muitas vezes esse efeito tectônico dá a forma de um acamamento convoluto, mas feições características de deformação rúptil colocam em dúvida essa possibilidade.

São ainda encontrados argilitos aparentemente maciços e em alguns afloramentos distingue-se uma laminação milimétrica, constituída por lâminas de coloração cinza e esverdeada (Foto 12).

Um fato que chama a atenção é a marcante diferença de coloração entre as argilas cor de chumbo e avermelhada. Análises de difração de raios-X determinou a mesma composição para ambos os tipos à base de illita, quartzo e caulinita.

**AMBIENTE DEPOSICIONAL** A definição do paleoambiente da Formação "Rio Fresco", na região de Carajás, foi inicialmente proposta por Ramos et al. (1983), baseado em quatro análises granulométricas. Posteriormente, Figueiras & Villas (1984) detalharam esse estudo, dando ênfase ao estudo das estruturas sedimentares ali presentes, determinando um ambiente fluvial de rios anastomosados.

Adotamos neste trabalho a terminologia proposta por Miall (1977) para a classificação dos rios, diferenciando o "anastomosing river" dos "braided river" como ainda não encontramos na nossa literatura uma tradução satisfatória para a palavra "braided", resolvemos traduzi-la por "entrelaçado".

As três áreas estudadas, aparentemente distintas em suas características, foram consideradas como subambientes de uma mesma bacia, depositadas essencialmente no mesmo período de tempo. Isoladamente cada uma dessas áreas apresenta uma seqüência vertical onde foram reconhecidas diversas mudanças ocorridas durante a sedimentação.

A presença de leitões conglomeráticos com estratificação não muito bem discernível, arcabouço fechado, espessura relativamente pequena em relação a sua extensão lateral, encontrados na Serra do Paredão, são aqui considerados como a fácies mais proximal do sistema fluvial entrançado e relacionado a depósitos de barras longitudinais. Corresponderiam à Facies Gm: cascalho maciço ou grosseiramente acamado proposto por Miall (1977). O perfil vertical nessa localidade, com uma espessura aparente de 246 m, mostra intercalações de conglomerados e arenitos, esses últimos predominando em direção ao topo. Em afloramentos já se nota diferença desses arenitos em relação aos arenitos "comuns" da Formação "Rio Fresco". Diferem quanto à coloração, grau de recristalização, arredondamento e seleção. Esse fato, anteriormente ressaltado por Figueiras & Villas (1984), foi atribuído como características possivelmente herdadas de sedimentos pré-existent. Com o estudo de novos afloramentos na área Bahia-Pojuca foi identificado esse mesmo tipo de arenito intercalado nos arenitos cinza-esbranquiçados, subangulosos, mal selecionados, típicos da Formação "Rio Fresco". A única estrutura observada nos arenitos avermelhados foram pequenas marcas onduladas. Uma possível explicação para sua formação, face suas características petrográficas e posição estratigráfica, seria uma contribuição eólica nesses sedimentos.

A contribuição eólica em sedimentos é corriqueira (Reineck & Singh, 1973; Miall, 1977; Mendes, 1984), pois periodicamente os sedimentos fluviais podem ficar expostos à atividade dos ventos.

Essa intercalação conglomerado/arenito foi considerada anteriormente por Figueiras & Villas (1984) como um ciclo depositado pelo mesmo agente fluvial e resultante das variações do regime de fluxo.

A seqüência mais distal, predominantemente psamítica, está situada nas cercanias do Granito Central e próximo aos depósitos de ferro da Serra Sul.

A seqüência pelítica portadora dos depósitos de manganês do Igarapé Azul e que é considerada pela maioria dos autores como pertencente a Formação "Rio Fresco", não é assim por nós interpretada e por tanto excluída desse contexto.

Na unidade psamítica predomina a estratificação cruzada tabular planar, com alternância de "sets" com granulometria variável. Muito raramente observou-se estratificação cruzada festonada e camadas de pelito. Essa seqüência corresponderia à Facies Sp: areia com estratificação cruzada planar proposta por Miall (1977), sendo interpretada como "linguoid bars" (corresponderia a barras transversais de outros autores).

A presença de rochas pelíticas associadas aos arenitos da Formação "Rio Fresco" foi de fato constatada na região compreendida entre os acamamentos Pojuca e Bahia. Ressalte-se, no entanto, que essa seqüência difere fundamentalmente dos metapelitos, metaquartzo-arenitos e metaquartzo-wackes situados no Igarapé Pojuca e que foram creditados por Figueiras & Villas (1984) como sendo a porção metamorfisada da Formação "Rio Fresco". Com estudos mais detalhados foram encontrados afloramentos típicos dessa Formação nas porções mais elevadas daquela região. Com os dados de que se dispõe hoje, acredita-se que a seqüência metamorfisada seja o topo da pretérita contribuição sedimentar da Seqüência Salobo-Pojuca.

Mesmo volumetricamente muito inferior à unidade psamítica, a unidade pelítica adquire importância devido as suas implicações genéticas. Caracteriza-se pela presença de ritmos bem laminados, leitões de argila finamente laminados ou com acamamento ondulado que muitas vezes se assemelha a acamamento convoluto(?).

Em campo, a espessura desses depósitos é superestimada devido ao intenso intemperismo, em tufo e rochas vulcânicas intercaladas, cujo produto final é uma espessa massa silteico-argilosa facilmente confundida com os pelitos da Formação "Rio Fresco".

Embora sua variação vertical não esteja ainda muito bem definida, a seqüência aqui apresentada assemelha-se, em parte, àquela proposta por McKee, 1966 (in: Reineck & Singh, 1973) para os depósitos de planície de inundação do Rio Indus, e com a do Plate River - North Central Appalachians (Smith, 1950).

Segundo Suguio & Bigarella (1979), a rápida migração lateral nos canais dos rios entrelaçados dificulta ou mesmo impede a formação de espessos depósitos de material fino na bacia de deposição. Essa opinião também é compartilhada por Miall (1977) e, segundo ele, esses depósitos são comumente a parte mais distal do sistema de canais entrelaçados. Corresponderia à Facies Fl: sedimentação em áreas de transbordamento e são interpretados como depósitos de inundação ou transbordamento (Miall, 1977).

**CONCLUSÕES** Os sedimentos encontrados no sinclínório de Carajás são, com reservas, ainda denominados de Formação Rio Fresco.

Dois diferentes agentes são os responsáveis pela sua deposição. O mais importante foi um sistema de rios entrelaçados com fácies proximal e distal bem individualizadas. A fácies proximal é constituída por conglomerados grosseiramente acamados, repousando em inconformidade sobre os metamorfitos do Complexo Xingu e representam as barras longitudinais. As fácies mais distais estão constituídas por arenitos com estratificação tabular e representam as barras transversais. Os ritmos e pelitos indicam os depósitos de transbordamento.

O outro agente deposicional é de origem eólica, indicado pelos arenitos avermelhados, bem recristalizados, arredondados e bem selecionados que estão intercalados com arenitos cinza-esbranquiçados, angulosos e mal selecionados, freqüentes em toda a área.

O modelo de sedimentação na região assemelha-se, em parte, ao tipo "platte" proposto por Miall (1977).



A luz dos fatos obtidos, salvo melhor interpretação, o sistema deposicional proposto para a Formação "Rio Fresco" na Serra dos Carajás, é fluvial de rios entrelaçados com contribuição eólica.

**AGRADECIMENTOS** Agradecemos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico CNPq pelo auxílio concedido (Proc. nº 320355/84); ao Departamento de Geologia pelo apoio prestado e a Rio Doce Geologia e Mineração - DOCEGEO pela ajuda durante as atividades de campo.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia" Rio de Janeiro. DNPM/DGM, Mon. 19, 94 p.

BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. - 1973 - Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 3: 215-242.

COMPANHIA VALE DO RIO DOCE/COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO - 1972 - Distrito ferrífero da Serra dos Carajás. In: Cong. Bras. de Geol. 26, Belém. Resumo das Comunicações, Boletim nº 2, p. 78-80.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciências da Terra nº 9, p. 6-11.

CUNHA, B.C.C.; PRADO, P.; SANTOS, D.B. - 1984 - Contribuição ao estudo da estratigrafia da região dos Gradaús, com ênfase no Grupo Rio Fresco. In: Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v. 2, p. 873-885.

FERREIRA FILHO, C.P.; DANNI, J.C.M. - 1985 - Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia-Carajás. In: Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. v. 3, p. 34-47.

FIGUEIRAS, A.J.M.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v. 2, p. 832-846.

FONSECA, L.R.; RIGON, J.C.; GONÇALVES, R. - 1984 - Descoberta de cobre na Formação Rio Fresco - Igarapé Bahia - Serra dos Carajás - Pa. In: Anais do II Symposium Amazonico. Manaus, p. 355-358.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. - 1957 - Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Pet. 27: 3-27.

GOMES, C.B.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K.; GIANCURSI, F. - 1971 - Geocronologia da área dos Carajás, Pa. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo. Resumo das Comunicações, p. 162-163.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C. & MEIRELES, E.A. - 1982 - Geologia regional da província mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. I, Belém, v. 1, p. 100-110.

KNUP, P.E. - 1971 - Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, Estado do Pará. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo. Resumo das Comunicações. p. 61-62.

LIANDRAT, E. - 1972 - Reconhecimento ao longo dos rios Itacaiúnas e Parauapebas, Município de Marabá, Estado do Pará. Rev. Bras. Geog. 34 (1): 165-184.

MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. - 1984 - Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, província mineral de Carajás, Estado do Pará. In: Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v. 5, p. 2164-2174.

MENDES, J.C. - 1984 - Elementos de Estratigrafia. São Paulo, Editora Univ. São Paulo, 566 p.

MIALL, A.D. - 1977 - A review of the braided-river depositional environment. Earth-Science Reviews, 13(1): 1-62.

PASSEGA, R. - 1957 - Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Ass. Pet. Geol. 41 (9): 1952-1984.

RAMOS, J.F.F.; MELO, C.F.; SERIQUE, J.S.B.; PEREIRA, J.L.; RODRIGUES, M.D.R. - 1983 - Projeto Parauapebas, Belém, SUDAM/FADESP-UFPa. 69 p.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. - 1973 - Depositional sedimentary environments. Berlin, Springer-Verlag, 439 p.

SAHU, B.K. - 1964 - Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Jour. Sed. Pet., 34: 73-83.

SERIQUE, J.S.C.; RAMOS, J.F.F. - 1984 - Aspectos petrográficos dos sedimentos pré-Cambrianos da Serra do Paredão. In: Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. v. 2, p. 886-893.

SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins: Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. In: Projeto RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, DNPM. v. 4, p. I/2 - I/143.

SMITH, N.D. - 1970 - The braided stream depositional environment: comparison of the Plate River with some Silurian clastic rocks, Norte-Central Appalachians. Bull. Geol. Soc. Am. 81: 2993-3014.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. - 1979 - Ambiente fluvial. Curitiba, Editora Univ. Fed. Paraná. 193 p.

TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KADEKARU, K. - 1982 - Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 12 (1-3): 263-267.

TOLBERT, G.E.; SANTOS, B.A.; ALMEIDA, E.B.; RITTHER, J.E. - 1968 - Recent descoberta de ocorrências de minério de ferro no Estado do Pará. Min. Met. XLVIII (288): 253-256.

WIRTH, K.R. - 1986 - The geology and geochemistry of the Grão Pará Group Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Thesis of Master of Science, Cornell University, Denver, 284 p.



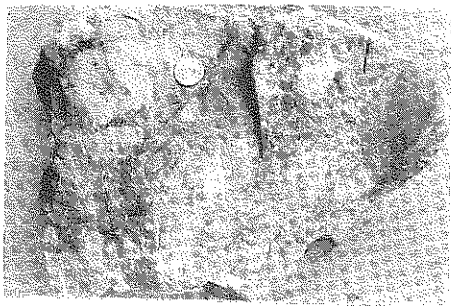


Foto 1 - Orto-conglomerado pe limitico da Serra do Paredão, com fragmentos de arenito, sillexito, quartzo de veio e pelito, em matriz arenosa.

Foto 2 - Quartzo-arenito avermelhado da Serra do Paredão, com grãos de quartzo bem arredondados e bem selecionados, alguns quase esféricos, de origem eólica. Nicóis X.Obj. 2,5x.Barra - 300 micra.

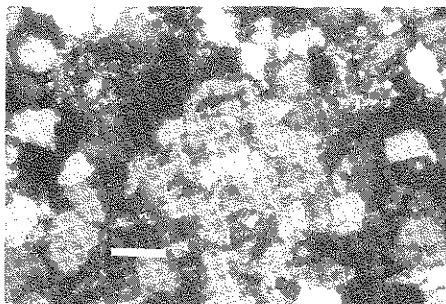
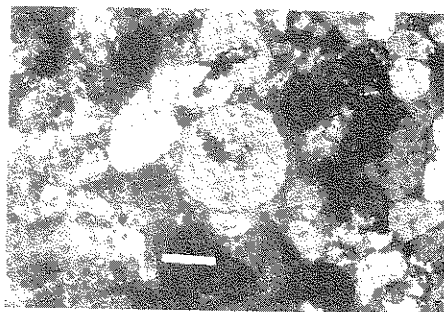


Foto 3 - Corte transversal em quartzo-arenito da Serra do Paredão, com os planos de tilolitização preenchidos por sericita. Nicóis X.Obj.2,5 x. Barra-300 micra.

Foto 4 - Quartzo-arenito próximo ao Granito Central, mostrando fragmentos de sillexito (centro) e grãos de quartzo, dispostos em uma matriz sericítica. Compare a angulosidade dos grãos com os da Foto 2. Nicóis X.Obj.2,5x.Barra - 300 micra.

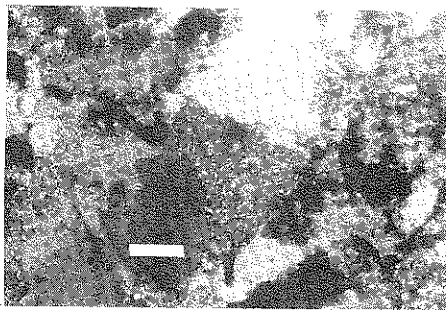


Foto 5 - Quartzo-arenito brechóide, próximo ao Granito Central. Observe o fragmento anguloso e escuro no centro da foto.

Foto 6 - Bloco removido de quartzo-arenito, na estrada que vai para a jazida de manganes do Azul, apresentando estratificação cruzada feia tonada.

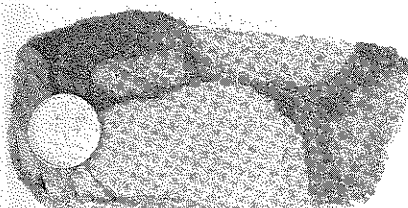
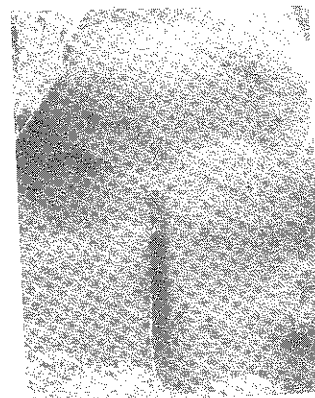
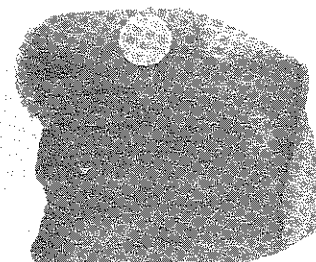


Foto 7 - Conglomerado brechóide de na estrada Pojuca-Bahia com fragmentos subangulosos de arenito grosseiro, dispostos em uma matriz arenosa de coloração avermelhada.

Foto 8 - Ritmitos encontrados na estrada Pojuca-Bahia, mostrando lâminas milimétricas de argila e areia muito fina, bem horizontalizadas.



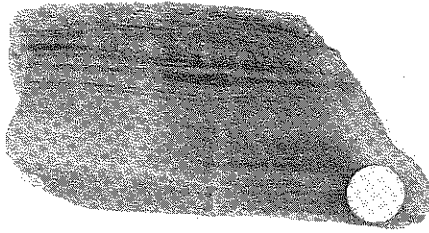


Foto 9 - Argilitos da estrada Pojuca-Bahia, exibindo fina laminação paralela que, gradativamente, vai se tornando ondulada. A coloração mais escura corresponde a argila avermelhada.

Foto 10 - Argilito idêntico ao anterior com uma contribuição bem mais acentuada de areia fina, chegando a formar lentes dentro do argilito.

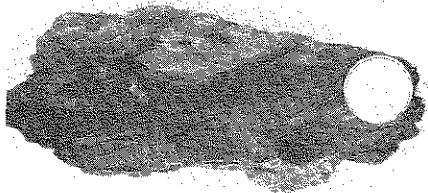
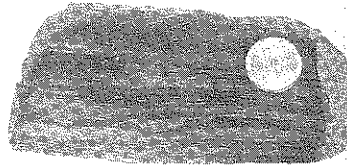
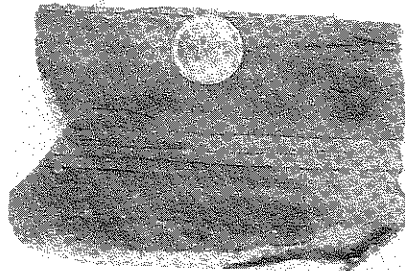


Foto 11 - Argilito da estrada Pojuca-Bahia com laminação extremamente conturbada, não sendo possível estabelecer uma continuidade lateral dos leitos. Este fato é atribuído a deformação tectônica provocada pela reativação da falha Carajás.

Foto 12 - Argilito da mesma localidade que o anterior, destacando-se fina laminação de leitos milimétricos cinza e esverdeados. Os níveis mais escuros, de coloração avermelhada, são atribuídos ao intemperismo.



MODELO DEPOSICIONAL DOS TURBIDITOS DO PROTEROZOICO SUPERIOR DO GRUPO ITAJAÍ - SC

Ciro Jorge Appi. PETROBRÁS/CENPES.  
Carlos E. Souza Cruz. PETROBRÁS/CENPES.  
Sílvio Luiz Barrocas. PETROBRÁS/CENPES.  
Eduardo Lopes de Freitas. PETROBRÁS/CENPES.

ABSTRACT

The Itajaí Group is a thick sedimentary sequence of late Proterozoic age belonging to the molasse foredeep of the Dom Feliciano fold belt. The Group fills up a ENE/WSW trending trough that extends through the towns of Apiúna, Gaspar and Blumenau in the state of Santa Catarina, Brasil.

The sedimentary section is 7500m thick and may be split into two units that vertically compose a fining and thinning upward profile. The lower unit measures 4000m and is composed of conglomerates and sandstones intruded by rhyolites, whereas the upper unit measures 3500m and is composed of rhythmic sandstones, siltstone/shales (turbidites).

A systematic study of the outcrops of the upper unit was conducted in order to describe the sedimentary facies, their genetic relationships and to characterize the depositional model for these turbidites.

Two distinct facies associations were observed: (1) diamictites and conglomerates associated with massive and/or lenticular graded, amalgamated sandstones, belonging to channel deposits and (2) sandstones and siltstones/shales with Bouma sequence T<sub>bc</sub>d e T<sub>cd</sub>, representative of unchanneled lobes.

The channelized coarse grained facies association always truncates the underlying diamictites sequence and, in turn, is covered gradationally by the unchanneled lobe association.

This fining upward profile constitutes the fundamental element which leads to the interpretation of a retrograding model, basically controlled by relative sea level changes during the time of deposition.

INTRODUÇÃO

Com as recentes descobertas de hidrocarbonetos em turbiditos do Oligo-Mioceno da Bacia de Campos (Campo de Albacora), tornou-se necessário um estudo de facies sedimentares e de modelos deposicionais para estes depósitos com vistas à caracterização de sua geometria e distribuição.

Os turbiditos do Grupo Itajaí, expostos em superfície na localidade de Apiúna (SC), (Fig.1), constituem um exemplo para a comparação com aqueles depósitos de subsuperfície na Bacia de Campos.

O Grupo Itajaí corresponde a um espesso pacote de rochas sedimentares e vulcânicas associadas, denominados por Dutra, em 1926, de Série Itajaí. Inúmeros trabalhos se seguiram dividindo a Série Itajaí em unidades litoestratigráficas (Fig. 2).

Este trabalho restringiu-se ao estudo faciológico da Unidade Síltica Superior, com idade de 530 milhões de anos (Proterozóico Superior, Basei, 1985) e denominado de Formação Campo Alegre (Silva e Dias, 1981).

#### HISTÓRICO E METODOLOGIA

Entre os modelos descritivos de depósitos turbidíticos mais conhecidos na literatura estão os de Normark (1970), Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Walker (1984), residindo as diferenças básicas entre eles na localização das zonas de captação de areia e na distribuição faciológica dentro de modelos físicos de leques turbidíticos. Estes modelos não abordam a causa da formação dos depósitos bem como o seu processo evolutivo.

Vail et al. (1977) introduziram conceitos de variação relativa do nível do mar, considerando os rebaixamentos como principal causa da formação de depósitos turbidíticos expressivos.

Shanmugam & Moiola (1982) e Shanmugam et al. (1985) constataram que a ocorrência da grande maioria dos depósitos turbidíticos, distribuídos no tempo geológico, estão relacionados a rebaixamentos globais do nível do mar.

Constatada a causa principal da formação de leques submarinos, Mutti, em 1985, propôs um modelo evolutivo de distribuição faciológica ligada a variações relativas do nível do mar. Este identificou três fases principais de evolução associando, a elas os diferentes tipos de depósitos (Fig. 4). O modelo deposicional descrito caracteriza um sistema retrogradante.

Em época de nível de mar mais baixo forma-se-iam os depósitos com areias não-canalizadas (fase I). Com a progressiva subida do nível do mar desenvolver-se-iam as facies canalizadas e "leves" (fase II e III).

Estudando os turbiditos quaternários do cone submarino do Amazonas, Kowmann e Appi (1986) interpretaram um modelo evolutivo retrogradante ligado à variação do nível do mar.

O trabalho desenvolvido no Grupo Itajaí constituiu-se na descrição dos principais tipos de facies sedimentares, suas associações, empilhamento e distribuição lateral nos afloramentos existentes nas localidades de Blumenau, Apiúna e Gaspar, propondo-se uma interpretação para a evolução sedimentar da unidade estudada.

#### DESCRIÇÃO DAS FACIES SEDIMENTARES

Para a caracterização das facies sedimentares foram considerados os seguintes aspectos: litologia, variação textural, estruturas sedimentares, espessura e distribuição lateral. Estas facies foram agrupadas obedecendo a critérios genéticos:

**Facies turbidíticas canalizadas:** Conglomerados/arenitos grosseiros com gradação normal e espessuras variando de 0,5 a 2 metros apresentando lateralmente uma geometria lenticular de pouca extensão; gradam de conglomerados a arenitos maciços para o topo (Fotos 1 e 2 e Fig. 5).

Arenitos médios, maciços, fluidizados, com marcas de sola, amalgamados, com espessuras de aproximadamente 0,5 a 1 metro, apresentando formas lobadas com geometria de compensação e acresção lateral (Fotos 3 e 4).

Arenitos médios, com seqüência de Bouma incompleta (Tab e Tac), clastos de folhelhos dispersos, marcas de sola e múltiplos acanalamentos. Possuem uma extensão lateral mediana e encontram-se intercalados em folhelhos (Foto 5).

**Facies turbidíticas clássicas:** Arenitos finos/muito finos, tabulares com seqüência de Bouma incompleta (Tbcd, Tcd e Tc), marcas de sola, com espessuras de aproximadamente 2 a 3 cm intercalados de forma rítmica em folhelhos. Possuem grandes extensões laterais (Fotos 6, 7 e 8).

**Facies associadas:** Folhelhos laminados escuros (Fotos 9 e Fig. 5 e 6).

Diamictitos constituídos por seixos de arenitos, rochas metamórficas e folhelhos (Foto 10 e Fig. 5).

#### ASSOCIAÇÃO DE FACIES E MODELO DEPOSICIONAL

Na fase inicial da formação de leques submarinos, durante o nível relativo de mar mais baixo, iniciam-se os processos erosivos na plataforma e talude. Formam-se canions pelos quais passa grande quantidade de sedimentos turbidíticos em direção à bacia profunda, onde irá gerar depósitos de turbiditos espessos, tabulares, com grande extensão lateral. Nos canions, por serem regiões de "by-pass" e pela grande ação erosiva das corridas turbulentas, podem ficar acumulados apenas sedimentos grosseiros residuais.

A seção estudada na área aflorante não mostrou qualquer evidência faciológica característica destes tipos de depósitos. Estudos mais detalhados da chamada Unidade Arenítica Inferior e denominada de Formação Gaspar (Silva e Dias-1981, Fig. 2 e 3) poderão eventualmente identificá-los.

Da associação faciológica, baseada em critérios genéticos, resultou a interpretação de dois sistemas principais, sendo um canalizado e outro de lobos não-canalizados (Figs. 5 e 6).

O sistema canalizado é composto por facies de conglomerados/arenitos grosseiros gradacionais, arenitos médios maciços e arenitos médios com a seqüência de Bouma incompleta ( Tac e Tbc) em associação a diamictitos. Este sistema é composto, na base, de conglomerados/arenitos grosseiros gradacionais, acanalados e amalgamados que truncam depósitos diamictíticos subjacentes (Fotos 1 e 2 e Fig. 5).

O contato dos conglomerados com os diamictitos se faz por uma geometria de compensação de corpos onde o eixo de maior espessura dos conglomerados localiza-se nas porções baixas da topografia de fundo deixada pelos diamictitos (Fotos 4 e 10).

Os corpos arenosos maciços se justapõem lateralmente aos conglomerados e formam depósitos amalgamados com visível acresção lateral, figura análoga a de barras transversais de um sistema fluvial meandrante (Foto 3).

No topo da seqüência canalizada, ocorrem corpos arenosos com seqüência de Bouma Tab e Tac intercalados com folhelhos, formando um perfil de "fining upward" (Fig. 5).

O sistema de lobos não-canalizados é composto por arenitos finos/muito finos (turbiditos clássicos distais) com seqüências de Bouma Tbcd, Tbc e Tc intercalados rítmicamente com folhelhos (Fotos 6, 7 e 8 e Fig. 6). Os corpos arenosos são tabulares, com espessuras centimétricas e de grande extensão lateral.

O Grupo Itajaí corresponde a um espesso pacote de rochas sedimentares e vulcânicas associadas, denominados por Dutra, em 1926, de Série Itajaí. Inúmeros trabalhos se seguiram dividindo a Série Itajaí em unidades litoestratigráficas (Fig. 2).

Este trabalho restringiu-se ao estudo faciológico da Unidade Síltica Superior, com idade de 530 milhões de anos (Proterozóico Superior, Basei, 1985) e denominado de Formação Campo Alegre (Silva e Dias, 1981).

#### HISTÓRICO E METODOLOGIA

Entre os modelos descritivos de depósitos turbidíticos mais conhecidos na literatura estão os de Normark (1970), Mutti & Ricci Lucchi (1972) e Walker (1984), residindo as diferenças básicas entre eles na localização das zonas de captação de areia e na distribuição faciológica dentro de modelos físicos de leques turbidíticos. Estes modelos não abordam a causa da formação dos depósitos bem como o seu processo evolutivo.

Vail et al. (1977) introduziram conceitos de variação relativa do nível do mar, considerando os rebaixamentos como principal causa da formação de depósitos turbidíticos expressivos.

Shanmugam & Moiola (1982) e Shanmugam et al. (1985) constataram que a ocorrência da grande maioria dos depósitos turbidíticos, distribuídos no tempo geológico, estão relacionados a rebaixamentos globais do nível do mar.

Constatada a causa principal da formação de leques submarinos, Mutti, em 1985, propôs um modelo evolutivo de distribuição faciológica ligada a variações relativas do nível do mar. Este identificou três fases principais de evolução associando, a elas os diferentes tipos de depósitos (Fig. 4). O modelo deposicional descrito caracteriza um sistema retrogradante.

Em época de nível de mar mais baixo forma-se-iam os depósitos com areias não-canalizadas (fase I). Com a progressiva subida do nível do mar desenvolver-se-iam as facies canalizadas e "levees" (fase II e III).

Estudando os turbiditos quaternários do cone submarino do Amazonas, Kowsmann e Appi (1986) interpretaram um modelo evolutivo retrogradante ligado à variação do nível do mar.

O trabalho desenvolvido no Grupo Itajaí constituiu-se na descrição dos principais tipos de fácies sedimentares, suas associações, empilhamento e distribuição lateral nos afloramentos existentes nas localidades de Blumenau, Apiúna e Gaspar, propondo-se uma interpretação para a evolução sedimentar da unidade estudada.

#### DESCRIÇÃO DAS FACIES SEDIMENTARES

Para a caracterização das facies sedimentares foram considerados os seguintes aspectos: litologia, variação textural, estruturas sedimentares, espessura e distribuição lateral. Estas facies foram agrupadas obedecendo a critérios genéticos:

**Facies turbidíticas canalizadas:** Conglomerados/arenitos grosseiros com gradação normal e espessuras variando de 0,5 a 2 metros apresentando lateralmente uma geometria lenticular de pouca extensão; gradam de conglomerados a arenitos maciços para o topo (Fotos 1 e 2 e Fig. 5).

Arenitos médios, maciços, fluidizados, com marcas de sola, amalgamados, com espessuras de aproximadamente 0,5 a 1 metro, apresentando formas lobadas com geometria de compensação e acreção lateral (Fotos 3 e 4).

Arenitos médios, com seqüência de Bouma incompleta (Tab e Tac), clastos de folhelhos dispersos, marcas de sola e múltiplos acanalamentos. Possuem uma extensão lateral mediana e encontram-se intercalados em folhelhos (Foto 5).

**Facies turbidíticas clássicas:** Arenitos finos/muito finos, tabulares com seqüência de Bouma incompleta (Tbcd, Tcd e Tc), marcas de sola, com espessuras de aproximadamente 2 a 3 cm intercalados de forma rítmica em folhelhos. Possuem grandes extensões laterais (Fotos 6, 7 e 8).

**Facies associadas:** Folhelhos laminados escuros (Fotos 9 e Fig. 5 e 6).

Diamictitos constituídos por seixos de arenitos, rochas metamórficas e folhelhos (Foto 10 e Fig. 5).

#### ASSOCIAÇÃO DE FACIES E MODELO DEPOSICIONAL

Na fase inicial da formação de leques submarinos, durante o nível relativo de mar mais baixo, iniciam-se os processos erosivos na plataforma e talude. Formam-se canions pelos quais passa grande quantidade de sedimentos turbidíticos em direção à bacia profunda, onde irá gerar depósitos de turbiditos espessos, tabulares, com grande extensão lateral. Nos canions, por serem regiões de "by-pass" e pela grande ação erosiva das corridas turbulentas, podem ficar acumulados apenas sedimentos grosseiros residuais.

A seção estudada na área aflorante não mostrou qualquer evidência faciológica característica destes tipos de depósitos. Estudos mais detalhados da chamada Unidade Arenítica Inferior e denominada de Formação Gaspar (Silva e Dias-1981, Fig. 2 e 3) poderão eventualmente identificá-los.

Da associação faciológica, baseada em critérios genéticos, resultou a interpretação de dois sistemas principais, sendo um canalizado e outro de lobos não-canalizados (Figs. 5 e 6).

O sistema canalizado é composto por facies de conglomerados/arenitos grosseiros gradacionais, arenitos médios maciços e arenitos médios com a seqüência de Bouma incompleta ( Tac e Tbc) em associação a diamictitos. Este sistema é composto, na base, de conglomerados/arenitos grosseiros gradacionais, acanalados e amalgamados que truncam depósitos diamictíticos subjacentes (Fotos 1 e 2 e Fig. 5)

O contato dos conglomerados com os diamictitos se faz por uma geometria de compensação de corpos onde o eixo de maior espessura dos conglomerados localiza-se nas porções baixas da topografia de fundo deixada pelos diamictitos (Fotos 4 e 10).

Os corpos arenosos maciços se justapõem lateralmente aos conglomerados e formam depósitos amalgamados com visível acreção lateral, figura análoga a de barras transversais de um sistema fluvial meandrante (Foto 3).

No topo da seqüência canalizada, ocorrem corpos arenosos com seqüência de Bouma Tab e Tac intercalados com folhelhos, formando um perfil de "fining upward" (Fig. 5).

O sistema de lobos não-canalizados é composto por arenitos finos/muito finos (turbiditos clássicos distais) com seqüências de Bouma Tbcd, Tbc e Tc intercalados rítmicamente com folhelhos (Fotos 6, 7 e 8 e Fig. 6). Os corpos arenosos são tabulares, com espessuras centimétricas e de grande extensão lateral.

Estes dois sistemas descritos estão empilhados estratigraficamente de forma que o canalizado está sempre superposto pelo de lobos não-canalizados, produzindo um perfil de retrogradação como mostrado por Bassei, em 1985, (Fig 3).

A figura 7 ilustra o modelo evolutivo onde em uma fase inicial, com nível do mar relativamente mais baixo, as facies arenosas se depositam nas porções mais distantes e são cobertas gradativamente por fácies mais finas e distais durante o abandono do sistema em uma fase de mar relativamente ascendente.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- APPI, C. J. - 1982 - Estudo faciológico e características do meio poroso dos arenitos do campo de Namorado - Bacia de Campos, PETROBRÁS/CENPES. Rio de Janeiro (Relatório inédito).
- BARROS, M. C.; GUEIROS, E.; APPI, C. J. e DELLA FÁVERA J. C. - 1982 - Distribuição e modelo deposicional das areias Albo-Campano-Santononianas e Campano-Maestrichtianas da Bacia de Campos, Vol I e II, PETROBRÁS/CENPES. Rio de Janeiro (Relatório inédito).
- BASSEI, M. A. S. - 1985 - O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de doutorado. Universidade do Estado de São Paulo.
- CRUZ, C. E. S.; BARROCAS, S. L. S. e APPI, C. J. - 1986 - Modelo deposicional dos reservatórios turbidíticos oligocênicos do Campo de Albacora, Bacia de Campos. 2º Seminário de Geologia de Desenvolvimento e Reservatório, Rio de Janeiro - PETROBRÁS, p. 100-112 (Publicação inédita).
- DUTRA, E. B. - 1926 - Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina, SGM/DNPM, Rio de Janeiro, 12 Bol. (21), p. 31-35.
- KOWSMANN, R. O. e APPI, C. J. - 1986 - Modelo de sedimentação do Cone do Amazonas. PETROBRÁS/CENPES. Rio de Janeiro. Em prep.
- MACEDO, M. H. F.; BASSEI, M. A. S.; BONHOMME, M. G. e KAWASHITA, K. - 1984 - Dados geocronogeológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC). Revista Brasileira de Geociências, 14 (1), 30-34, março de 1984.
- MUTTI, E. - 1985 - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: G. ZUFFA ed. Provenance of arenites. D. Reidel Publishing Company, p. 65-93.
- NORMARK, W. R. - 1970a - Growth patterns of deep sea fans: AAPG BULL. v. 54, p. 2170-2195.
- SHANMUGAM, G. e MOIOLA, R. J. - 1982 - Prediction of deep sea reservoir facies. Transactions Gulf Coast Associations of Geological Societies, v. 32, p. 75-281.
- SHANMUGAM, G. e MOIOLA, R. J. - 1985 - Eustatic control of submarine fans development. In: BOUMA, BARNES, NORMARK eds. Submarine Fans and Turbidite Sequences. Springer-Verlag New York, p. 23-28.
- SILVA, L. C. da e DIAS, A. A. - 1981 - Projeto Timbó - Barra Velha, Brasil, convênio DNPM/CPRM. Porto Alegre (Relatório inédito), 282p.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. - 1977 - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: PAYTON, C. E. "Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration" - AAPG, Mem. 26, p. 83-97.
- WALKER, R. G. - 1984 - Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: WALKER, R. G. ed. Facies Model: 2nd ed, Geosc. Canada Rep. Ser. 1, p. 189-206.

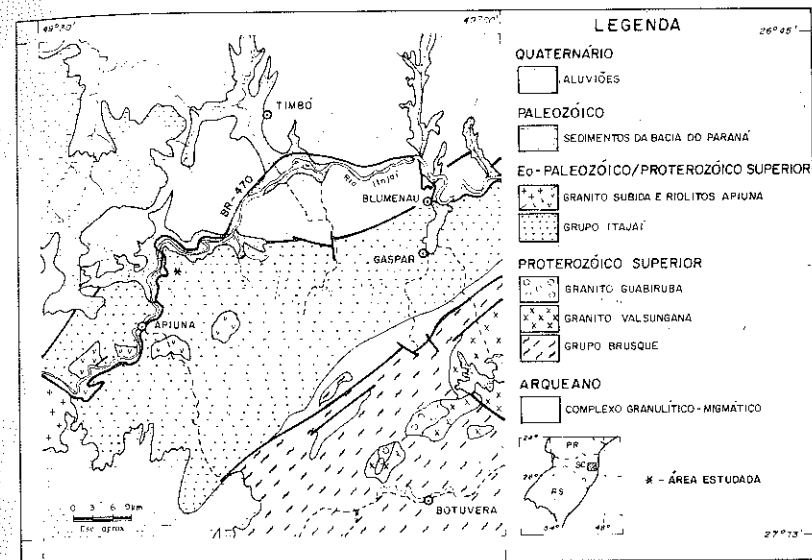


FIGURA 1 - PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS ESTUDADOS NO GRUPO ITAJAÍ - SC (Segundo Macedo et al, 1984)

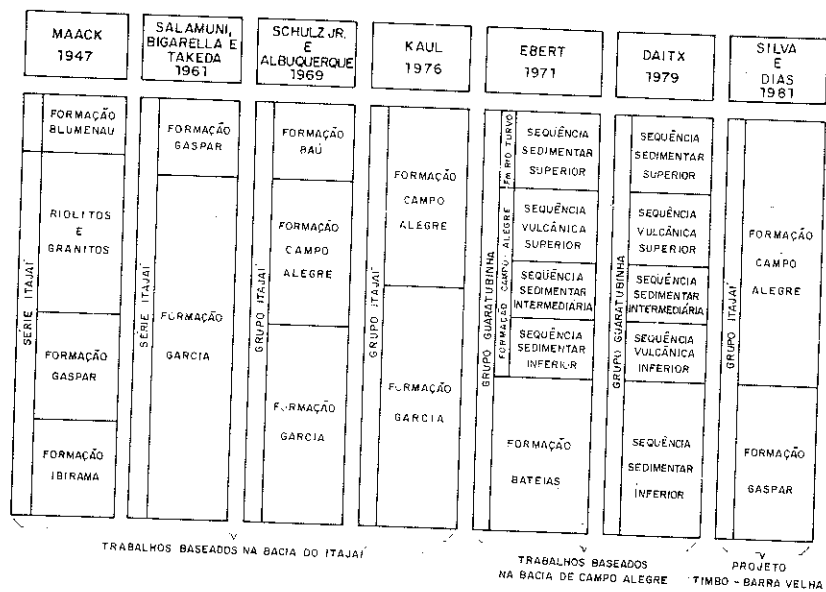


FIGURA 2 - COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS PROPOSTAS PARA O GRUPO ITAJAÍ (Adaptado de SILVA et al, 1981)

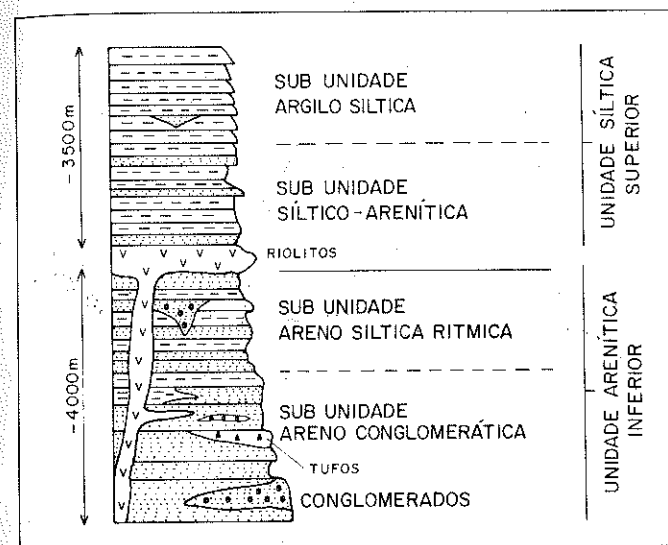


FIGURA 3 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA Gr. ITAJAÍ REGIÃO SW (Segundo Bossei, 1985)



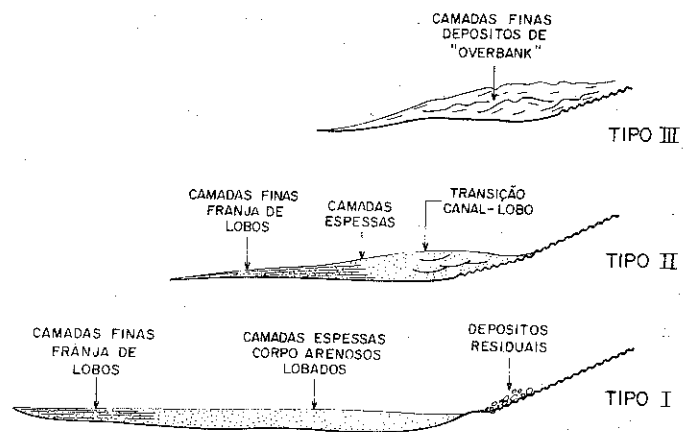


FIGURA 4 - TRES FASES DE EVOLUÇÃO DE UM SISTEMA TURBIDÍTICO LIGADOS A VARIACÃO RELATIVA DO NÍVEL DO MAR ( MUTTI, 1985 )

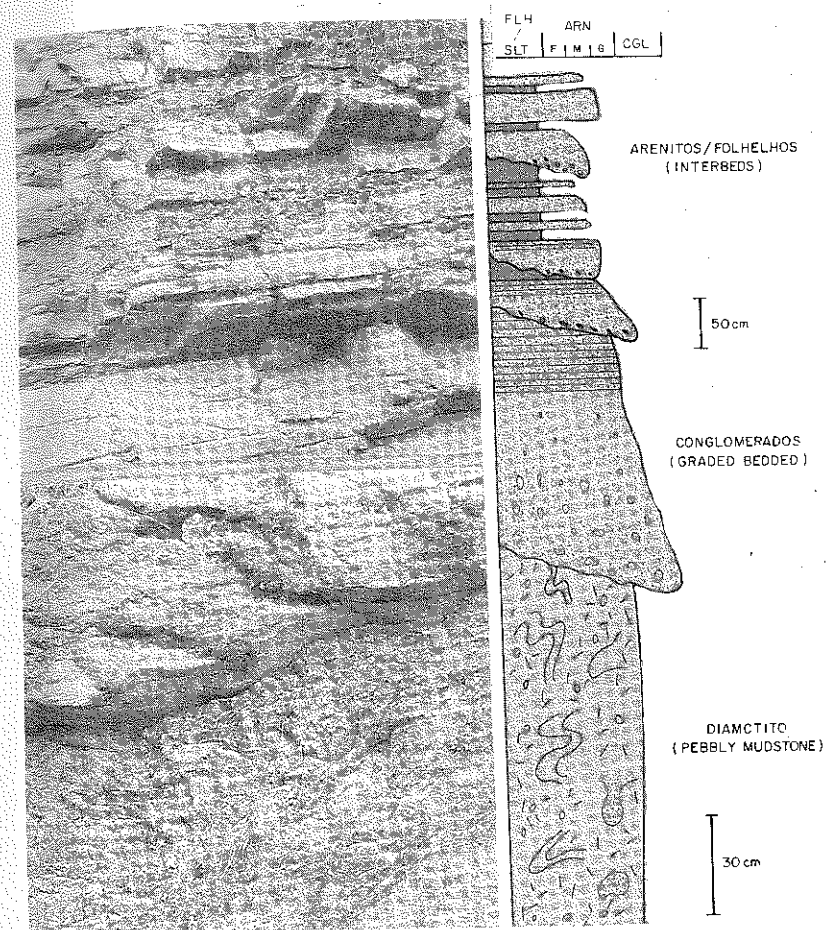


FIGURA 5 - PERFIL DA SEQÜÊNCIA CANALIZADA

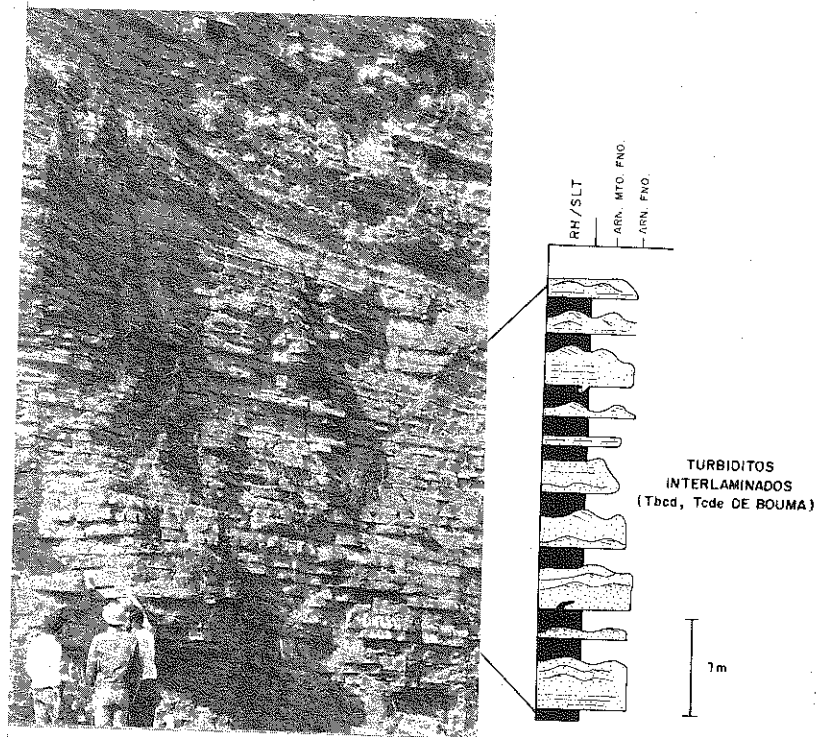


FIGURA 6 - PERFIL DA SEQÜÊNCIA DE LOBOS NÃO-CANALIZADOS

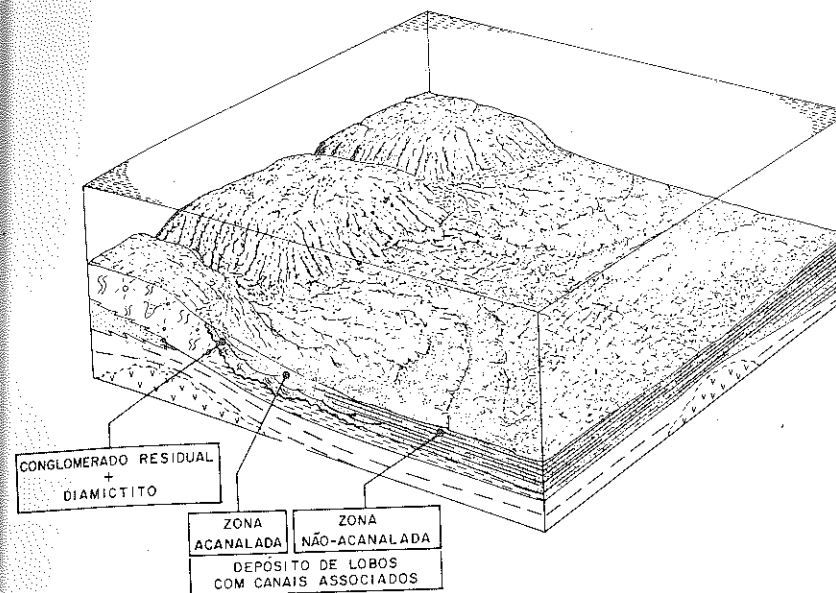


FIGURA 7 - MODELO DEPOSICIONAL ESQUEMÁTICO DO SISTEMA TURBIDÍTICO DO GRUPO ITAJAI



Foto-1. Detalhe de conglomerados/arenitos grosseiros, mostrando graduação normal. Base do sistema canalizado.

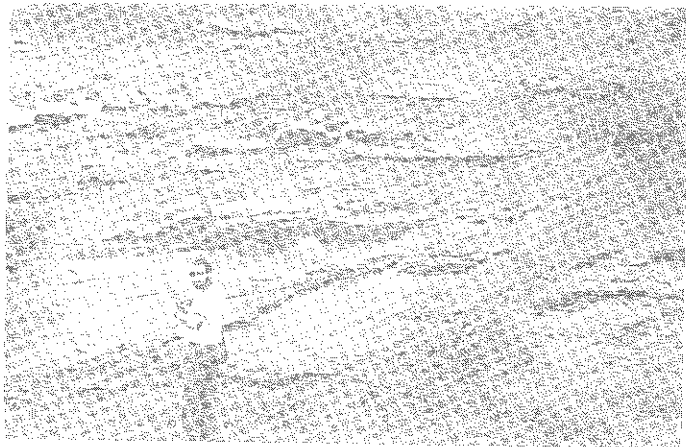


Foto-2. Corpos de arenitos do sistema canalizado intercalados em folhelhos. Observar a pouca continuidade lateral, o amalgamento de corpos e ciclos "thinning upward".

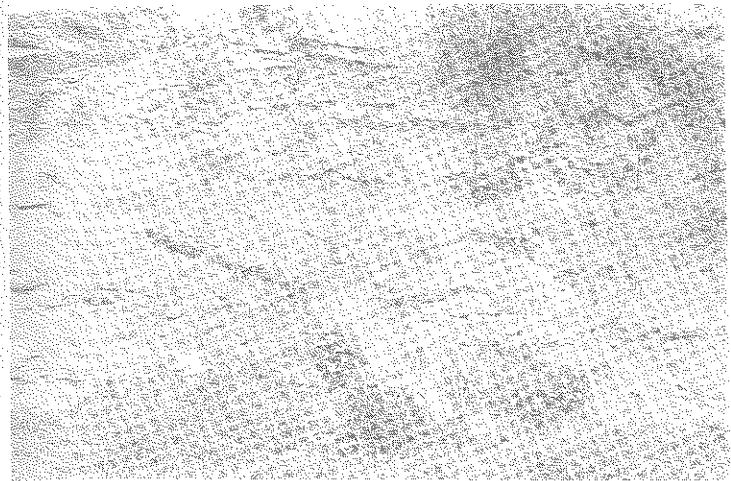


Foto-3. Arenitos médios maciços, amalgamados e com visível acresção lateral de corpos.

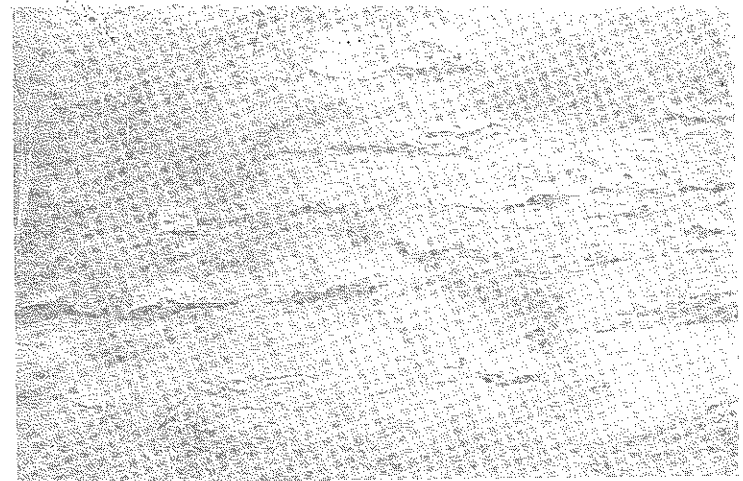


Foto-4. Arenitos médios com intervalo de Bouma incompletos intercalado nos folhelhos.



Foto-5. Arenitos médios maciços amalgamados do sistema canalizado.

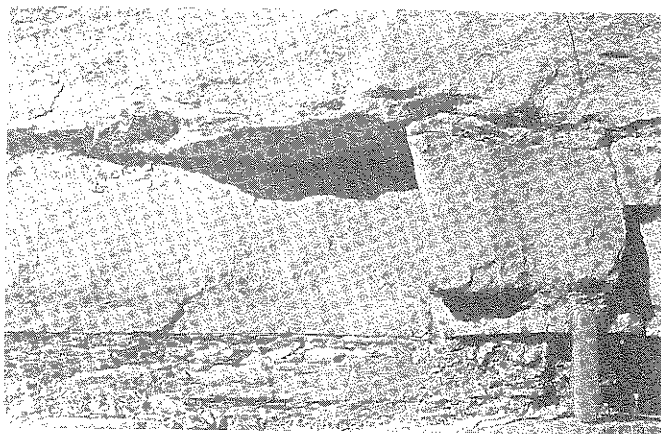


Foto-6. Detalhe dos arenitos médios com intervalos de Bouma incompletos (bc).

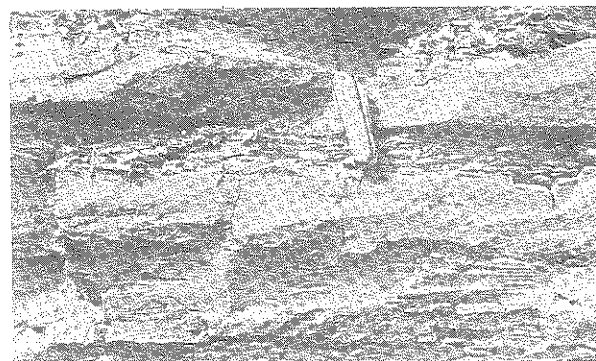


Foto-7. Arenitos finos/muito finos com Tbcd e Tcd de Bouma e marca de sola.



Foto-8. Turbiditos clássicos distais com Tbcd e Tcd de Bouma, intercalados ritmicamente em folhelhos escuros (lobos não-canalizados).

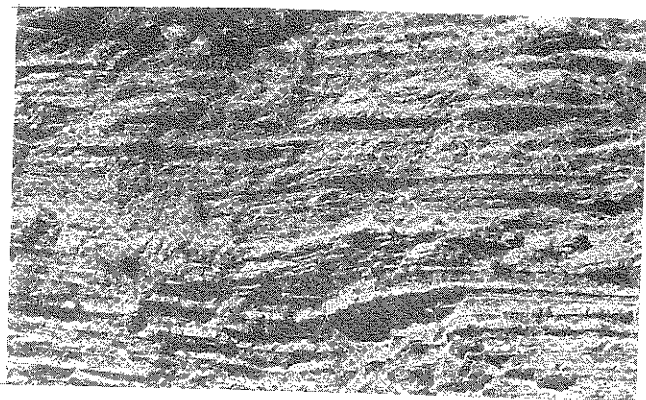


Foto-9. Turbiditos clássicos distais intercalados ritmicamente em folhelhos escuros.

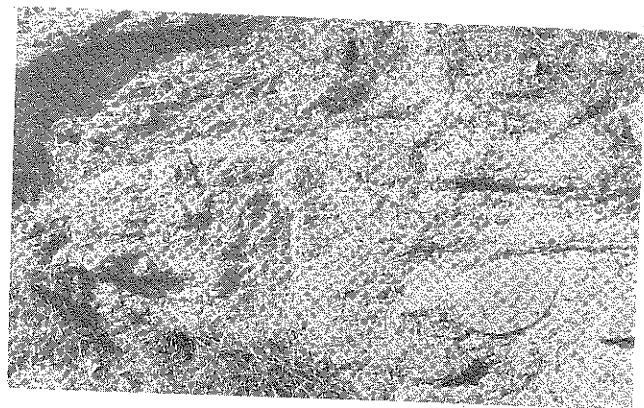


Foto-10. Diamictitos (Debris flow) composto de seixos de: rochas metamórficas, arenitos e folhelhos e matriz areno/argilosa.

MODELO DEPOSICIONAL PARA A SEQUÊNCIA DE METASSEDIMENTOS DA SERRA DE OURO BRANCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS.

Fernando Flecha de Alkmim  
Departamento de Geologia da EM/UFOP

RESUMO

Baseando-se nas feições sedimentares relictas, pode-se caracterizar, na sequência de meta-arenitos e metaconglomerados da Serra de Ouro Branco dez tipos litofaciológicos, que compõem seis unidades de litofácies, cartografáveis na escala de 1:10.000. Unidades de litofácies e seus componentes ocorrem em sucessões cíclicas de 1ª, 2ª e 3ª ordens. É proposto um modelo deposicional em que leques aluviais e sistema fluvial entrelaçado se associam num complexo aluvial, com transição para planície de maré. Os metassedimentos da Serra de Ouro Branco se deixam correlacionar ao Grupo Itacolomi (sensu Glöckner 1981).

ABSTRACT

With basis on preserved sedimentary features, ten lithofaciestypes can be observed in the 1300m thick meta-arenites and metaconglomerates sequence of the Serra de Ouro Branco. Lithofaciestypes were grouped in six units, that can be mapped at 1:10.000. Lithofacies units and their components comprise cyclic coarsening- and fining-upward sequences of 1st, 2nd and 3rd orders. A depositional model in which alluvial fans associate with a fluvial braided system and tidal flat is proposed. The metasediments of the Serra de Ouro Branco are related to the Itacolomi Group (sensu Glöckner 1981).

## INTRODUÇÃO

No presente trabalho, apresentam-se os resultados de um estudo sedimentológico-estratigráfico que teve como objetivos os seguintes:

- caracterizar, na sequência de metassedimentos da Serra de Ouro Branco, litofácies e unidades de litofácies e interpretá-las com vistas ao estabelecimento de um modelo deposicional;
- subdividir o pacote de metassedimentos em unidades litoestratigráficas e investigar as possibilidades de correlação destas com as demais sequências de quartzitos do Quadrilátero Ferrífero.

Como suporte a este estudo, realizaram-se, nos anos de 1982 e 1983, um mapeamento litofaciológico/estrutural na escala de 1:10000, sete perfis estratigráfico-faciológicos de detalhe, além de tarefas especiais, como medidas de paleocorrentes e do tamanho máximo-médio dos seixos de determinados horizontes de metaconglomerados.

Sendo o mais significativo elemento morfológico da borda sul do Quadrilátero Ferrífero, a Serra de Ouro Branco se estende por cerca de 19km na direção E-W, ocupando uma área de aproximadamente 65km<sup>2</sup>. Na sua metade leste, corresponde a um espigão dotado de morfologia pseudocárstica a ruiforme, com altitudes máximas em torno de 1250m e, a oeste, a um platô elevado, limitado por paredões íngremes a verticais de rochas nuas, com a altitude máxima de 1573m. Está situada a sudoeste de Ouro Preto e imediatamente a norte de Ouro Branco, entre as coordenadas de 43°46'44" e 43°33'35" de longitude W e 20°26'37" e 20°30'50" de latitude sul.

## ESTUDOS PRÉVIOS E TRAÇOS GERAIS DA GEOLOGIA DA SERRA DE OURO BRANCO

As primeiras notícias geológicas sobre a Serra de Ouro Branco remontam a Spix & Martius (1823) e Eschwege (1832), que lá descreveram itacolomitos e fizeram comentários sobre a estrutura geral.

Na primeira metade deste século, foi publicada uma série de trabalhos sobre a geologia das adjacências de Ouro Preto e Mariana. A partir desta se cristalizou uma primeira coluna estratigráfica para o Pré-Cambriano da região central de Minas Gerais (vide entre outros: Derby 1906, Harder & Chamberlin 1915, Guimarães 1931, Freyberg 1932, Lacourt 1935). Já nestas obras pioneiras e em muitas outras que lhes sucederam (vide p.ex.: O. Barbosa 1949, Almeida Rolff 1949, Brajnikov 1949) a espessa sucessão de metassedimentos da Serra de Ouro Branco fora alvo de rápidas considerações, tendo sido correlacionada ora à porção inferior da "Série" Minas, ora à porção superior da mesma "Série", ou ao Quartzito Itacolomi (Fig. 1).

No âmbito do convênio USGS-DNPM, a área em questão foi cartografada por Guild (1957), Johnson (1962) e Barbosa (1969). Esses autores não lograram obter consenso a respeito do posicionamento estratigráfico da pilha de metassedimentos lá aflorante. Johnson (1962) segue a concepção de Guild (1957), segundo a qual aqueles quartzitos representariam a porção inferior da "Série" Minas (Form. Moeda) (Fig. 1). Barbosa (1969) cartografou o prolongamento leste dos quartzitos da serra como Grupo Maquiné, unidade superior da "Série" Rio das Velhas. Dorr (1969) discute a problemática da posição estratigráfica dos espessos pacotes de quartzitos do Quadrilátero Ferrífero e correlaciona aquele da Serra de Ouro Branco ao Grupo Tamanduá, no sentido de Simmons & Maxwell (1961).

Mais recentemente, Pericon & Quemeneur (1982), numa reinterpretação discutível da carta de Johnson (1962), concluem que o contato inferior dos quartzitos da serra com os xistos Nova Lima representaria a superfície de carregamento de uma nappe; o contato norte com a "Série" Minas uma variação de fácies.

Pela aplicação de um modelo de evolução tectônica para o Quadrilátero Ferrífero, Ladeira & Viveiros (1984) são levados, sem demais considerações, a posicionar os quartzitos da Serra de Ouro Branco na Formação Moeda do Super-Grupo Minas.

Os trabalhos de campo que suportam o presente estudo revelaram que, na área em questão, cinco unidades informais tectono-litoestratigráficas podem ser individualizadas (Alkmim 1985). São elas as seguintes (Fig. 2):

- O Complexo de Santa Rita a sudoeste, que corresponde a um bloco alto de rochas do embasamento (no sentido de Roeser 1977, Cordani et al 1980, Ladeira 1980 e Roeser et al 1982).
- A faixa de xistos do Grupo Nova Lima ao sul da Serra de Ouro Branco, que faz contatos tectônicos tanto com os quartzitos que lhes são superpostos, tanto com os migmatitos e gnaisses inferiores do embasamento.
- O conjunto alóctone da Serra de Ouro Branco propriamente dito.
- O bloco alóctone de xistos do Grupo Nova Lima, a nordeste que exhibe contatos tectônicos com todas as unidades circundantes.
- O conjunto alóctone de metassedimentos Minas a norte, que é caracterizado por grande complexidade estrutural, envolvendo as litologias dos Grupos Itabira e Piracicabá.

Os conjuntos alóctones da Serra de Ouro Branco propriamente dita, dos xistos Nova Lima e das rochas Minas compõem associados o flanco sul da estrutura regional dominante, o Sinclinal de Dom Bosco (Dorr 1969).

Completam o quadro litoestratigráfico da área intrusivas pós-Itacolomi, coberturas de canga, depósitos de tálus e aluviões recentes (Guild 1957, Johnson 1962, Barbosa 1969, Alkmim 1985).

## Sobre a geologia do conjunto alóctone da Serra de Ouro Branco propriamente dita

Possuindo uma seção longitudinal lenticular, o pacote de metassedimentos que compõe o corpo da serra se deixa subdividir em duas unidades tectônicas (Alkmim 1985, Alkmim & Quade 1987) (Fig. 3 e 4)

- a Nappe do Pé do Morro que, ocupando a posição inferior na serra, compreende um bloco estratigraficamente íntegro de meta-arenitos e metaconglomerados, com uma espessura máxima de 1353m. Possui uma extensão lateral de 19,5km e largura máxima de afloramento de 1,6km. Seu limite inferior - uma superfície de carregamento originalmente subhorizontal, agora dobrada e falhada - se faz acompanhar em toda sua extensão por uma camada de quartzo-sericita-milonito, cujas espessuras ficam entre 35 e 145m. Suas atitudes variam entre 05/65\*, a leste, e 48/36, a oeste, exibindo freqüentes perturbações localizadas. É interpretado como o prolongamento leste da Falha do Engenho de Guild (1957).

A nordeste, a Nappe do Pé do Morro é balizada pelo cavalgamento de xistos do Grupo Nova Lima e, a norte e nordeste, pela superfície de carregamento da unidade alóctone superior e falhas de empurrão.

A sua estrutura geral é a de uma grande flexura de eixo WNW - ESE (o eixo local do Sinclinal de Dom Bosco), com megulhos para norte, bastante acentuados na porção oriental, que se suavizam progressivamente para o ocidente, como mostra a Fig. 4.

- O Bloco alóctone da Cachoeira: ao contrário da Nappe do Pé do Morro, que ocupa a porção nordeste da serra, esta unidade não é estratigraficamente íntegra.

\* Notação de Clar.

Segmentada por um grande número de falhas de empurrão de direção WWW - ESE mergulhantes para NNE, fica constituída por umas tantas escamas tectônicas empilhadas. Entre os pontos A e A' da Fig. 4 aflora a sua superfície basal, também marcada por uma camada de milonitos. No ponto A, esta superfície é truncada por falhamento de empurrão mais jovem e não mais se faz presente na área. O contato que faz com filitos, mármore e formação ferrífera bandeada carbonática do Grupo Itabira é também uma falha de empurrão.

A sua seção longitudinal é lenticular, estando nos extremos de grande complexidade tectônica, representada por espessas camadas de milonitos e rochas afins.

A arquitetura do corpo de metassedimentos da serra, como descritas anteriormente em linhas gerais, é o resultado da superimposição de pelo menos três eventos de deformação distintos, que deixaram os seus registros na forma de elementos estruturais que vão da escala microscópica à subregional (Vide Alkmim 1985, Alkmim & Quade 1987).

#### LITOFÁCIES, UNIDADES DE LITOFÁCIES E O MODELO DEPOSICIONAL

O estudo estratigráfico-sedimentológico cujos resultados vão apresentados a seguir, refere-se principalmente à Nappe do Pé do Morro. Pela sua complexidade estrutural, o Bloco Alóctone da Cachoeira não possibilita a execução de um trabalho dessa natureza.

Cumpra mencionar ainda que, rigorosamente analisadas, as interpretações sedimentológicas aqui apresentadas têm um certo nível de limitação. Isto por que não foi possível conhecer a geometria e características dos corpos de metassedimentos segundo o rumo do mergulho que exibem. A maneira pela qual se dispõem os estratos na Serra de Ouro Branco faz com que toda a faixa de afloramentos venha a pertencer aproximadamente ao plano de uma única seção praticada na pilha de metassedimentos.

Neste trabalho, litofácies e unidades de litofácies são designadas por um código composto pelas iniciais de seus atributos mais conspícuos. Esse procedimento foi introduzido na Sedimentologia por Miall (1977, 1978) e Rust (1978). Aqui é ele, estendido ao caso dos metassedimentos.

#### Descrição das litofácies

Litofácies mCsm : metaconglomerados suportados pela matriz.

Trata-se de metaconglomerados brechóides, muito mal selecionados, grosseiros a muito grosseiros, suportados pela matriz. Os fragmentos mais grosseiros podem atingir até 50cm de diâmetro mas, em geral, ficam na casa dos 10-15cm. Composicionalmente, distinguem-se clastos de quartzo de veio (os mais abundantes), de formação ferrífera bandeada, de filitos hematíticos, grafitosos e sericiticos, além de quartzitos e quartzitos ferruginosos.

A matriz é essencialmente quartzosa (65-80% vol.); os demais componentes são sericita, magnetita, pequenos fragmentos de rocha e feldspato.

Nesses conglomerados, com poucas exceções, um aumento de granulometria é acompanhado do aumento de frequência dos fragmentos de rocha. Nota-se ainda uma nítida diferença entre as propriedades texturais dos seixos de quartzo de veio e dos clastos líticos:

- em qualquer ocorrência, os diâmetros dos seixos de quartzo são, em média, superiores aos dos clastos líticos;
- os seixos de quartzo exibem esfericidade relativamente alta, enquanto os frag-

mentos de rocha são em geral muito angulosos.

A litofácies mCsm ocorre principalmente em lentes e camadas de alguns decímetros de espessura e poucos metros de extensão lateral, intercaladas em meta-arenitos. Na área estudada, foi possível, entretanto, individualizar quatro corpos cartografáveis na escala de 1:10000, cujas espessuras variam entre 1 e 8m.

De um modo geral, os contatos com as encaixantes são bruscos e, internamente, esses conglomerados, só em alguns casos, mostram alguma organização. Esta quando ocorre, corresponde a uma gradação inversa no primeiro terço da espessura da camada ou lente, ponto onde se concentram os clastos mais grosseiros.

Julgou-se por bem incluir nesta litofácies duas ocorrências registradas de metabrechas líticas suportadas pela matriz. São constituídas essencialmente de fragmentos de formação ferrífera bandeada dispersos numa matriz de hematita, magnetita e quartzo de granulometria da areia grosseira. Os clastos têm diâmetros compreendidos entre 4 e 13cm. Os corpos são lenticulares e as espessuras ficam na casa dos 60cm.

Litofácies mCsp : metaconglomerados maciços\* ou grosseiramente estratificados, suportados pelos grãos.

Metaconglomerados suportados pelos grãos ocorrem com maior frequência na porção leste da Nappe do Pé do Morro, na forma de camadas e lentes, com espessuras variáveis entre alguns centímetros e poucos metros. Podem, porém, mostrar grande continuidade lateral atingindo, pelo menos em um caso, a casa dos 17km.

Os tamanhos máximos de seixos verificados ficam em torno dos 17cm; mas os diâmetros das classes modais estão entre 4 e 7cm. Os conglomerados mais finos, além de mais bem selecionados, possuem cerca de 90% do total das partículas constituídas de quartzo de veio. Os mais grosseiros, ao contrário, mostram seleção regular a má e podem conter até 25% de clastos líticos. A matriz pouco abundante pode ser constituída de quartzo, sericita e raros feldspatos ou de hematita/magnetita.

Muito raramente esses conglomerados possuem estruturas sedimentares. Gradação normal de distribuição e estratificação cruzada acanalada foram observadas respectivamente em conglomerados muito grosseiros, na base de corpos acanalados e em conglomerados relativamente mais finos, quando gradam a meta-arenitos.

O contato basal das camadas e lentes com outras litologias é brusco e muitas vezes com evidente caráter erosivo, mostrando muitas irregularidades. Os contatos laterais e superiores raramente são abruptos; há quase sempre gradação para outras litofácies.

Litofácies mOfca : metaconglomerados finos, com estratificação cruzada acanalada dos tipos theta e pi\*\*.

Os metaconglomerados cuja classe modal fica compreendida entre 2 e 4mm são aqui tratados como uma litofácies individual. Exibem estratificação cruzada do tipo pi e menos frequentemente do tipo theta. Nestas, cada "set" de estratos cruzados tem espessura variável entre 15 e 25cm. São essencialmente quartzosos, contendo pequenas quantidades de sericita, hematita, magnetita, feldspato e frag-

\* Faz-se aqui abstração das estruturas tectônicas, sempre presentes.

\*\* Classificação de Allen (1963).

mentos de rocha. Os minerais pesados quando presentes se concentram na base dos "sets", evidenciando-os.

Essa litofácies se apresenta interestratificada com quase todas as demais, na forma de lentes e camadas centimétricas. Quando ocorre em corpos de grandes dimensões, o que é comum na porção leste da serra, forma espessos bancos, com abundantes intercalações lenticulares de metapelitos.

**Litofácies mAca:** meta-arenitos de granulometria média a grosseira, algumas vezes seixosos, com estratificação cruzada acanalada dos tipos theta e pi.

A litofácies mAca é a mais abundante em toda a área estudada, perfazendo cerca de 68% da espessura total dos metassedimentos. Petrograficamente, corresponde a sericita-quartzitos, sericita-feldspato-quartzitos e quartzo-magnetita/hematita-meta-arenitos, possuindo grânulos e seixos de quartzo de veio, filitos e formação ferrífera, cujos diâmetros variam entre poucos milímetros e 35cm.

Ocorre intercalada com quase todas as demais litofácies ou em espessos conjuntos acamadados. A estrutura sedimentar mais freqüente é a estratificação cruzada do tipo pi, cujos conjuntos individuais possuem espessuras entre 5 e 70cm.

**Litofácies mAtp:** meta-arenitos de granulação média a grosseira, seixosos, com estratificação cruzada tabular planar dos tipos alpha e omikron.

Intercalados com as litofácies mAca, na porção basal da seqüência estudada, ocorrem alguns corpos de sericita-magnetita/hematita-quartzo-meta-arenito seixoso com estratificação cruzada tabular planar dos tipos alpha (mais freqüente) e omikron. Formam camadas com terminações abruptas de até 80cm de espessura. Os seixos e minerais pesados se concentram na base dos "sets" de estratos cruzados, cujas espessuras médias ficam em torno dos 35cm.

**Litofácies mAph:** meta-arenitos de granulação média a grosseira, com estratificação paralela, horizontal.

Meta-arenitos com estratificação paralela horizontal ocorrem em camadas e bancos de pouca continuidade lateral, com espessuras entre 10 e 40cm. Associam-se preferencialmente às litologias mais grosseiras e correspondem, via de regra, a meta-arenitos ferruginosos, bem selecionados.

**Litofácies mA/mP:** interestratificação meta-arenito/meta-pelito.

A litofácies mA/mP possui ampla distribuição areal no platô da Serra de Ouro Branco. Apesar disso, e pelo grande conteúdo em filossilicatos, os afloramentos são poucos e ruins. É caracterizada por uma interestratificação de lâminas e camadas de poucos centímetros de espessura de meta-pelitos (sericita-filitos verde-acinzentados, metassiltitos) e meta-arenitos com estratificação cruzada. Pelo menos quatro formas distintas de interestratificação foram observadas:

- camadas de 1 a 15cm de espessura de meta-arenitos alternadas com lâminas e delgadas camadas de filito. As porções possuem limites irregulares ou ondulados e exibem internamente estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.
- camadas e bancos de meta-arenitos com abundantes intercalações delgadas e descontinuas de filitos entre conjuntos de estratos cruzados de pequeno porte.
- camadas de 10 a 15cm de filitos com lentes e lenticulas de meta-arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte.
- camadas de 0,5 a 3m de meta-arenitos com estratificação cruzada tabular planar ou acanalada, intercaladas em quaisquer das formas anteriores.

As três primeiras formas descritas podem ser comparadas à interestratificação ondulada, uma estrutura intermediária entre os termos lenticular e flaser, no sentido de Reineck & Wunderlich (1968a).

**Litofácies mAero:** meta-arenitos com estruturas de ripples de onda.

Camadas de 8 a 10cm de meta-arenitos quartzosos, sericíticos, feldspáticos, com freqüentes filmes de meta-pelitos, mostrando a estruturação interna de ripples de onda, no sentido de Boersma (in Reineck & Singh 1975) ocorrem freqüentemente nos corpos arenosos da porção nordeste da Nappe do Pé do Morro. Muitas vezes foram ainda observados em cortes paralelos a s ripples simétricos, com comprimentos de onda variáveis entre 7 e 12cm.

**Litofácies mAf:** meta arenitos com "flaser's" (?)

Associadas com as litofácies mA/mP e mAero foram observadas camadas de até 30cm de espessura de meta-arenitos quartzosos com delgados filmes e lâminas côncavas, descontínuas, de meta-pelitos. Os meta-arenitos têm aspecto maciço e as dimensões longitudinais dos filmes e lâminas de pelitos ficam entre 12 e 20cm. Pelo carácter maciço da porção arenosa e pelas dimensões relativamente grandes das intercalações meta-pelíticas, tem-se dúvida se tal interestratificação poderia ser descrita como estrutura flaser, no sentido de Reineck & Wunderlich (1968).

**Litofácies mP:** meta-pelitos, sem estruturas sedimentares.

Os meta-pelitos presentes na seqüência estudada correspondem a quartzo-sericita-filitos de coloração esverdeada e mais raramente a metassiltitos. Não mostram estruturas sedimentares e são mais intensamente deformados.

Pelo menos um grande corpo de filito pôde ser cartografado na escala de 1:10000. Trata-se de uma lente de 29m de espessura máxima e extensão aflorante de 500m, que ocorre na porção central do platô da serra. Em pequenas lenticulas, lâminas e camadas delgadas, a litofácies mP se associa a todas as demais.

#### Unidades de litofácies

Da maneira como são descritas neste trabalho, unidades de litofácies devem ser entendidas como unidades materiais, operacionais, constituídas por um ou mais de um dos diferentes tipos litológicos que se fazem corresponder às diversas fácies anteriormente descritas. Na seqüência estudada, foram caracterizadas seis unidades de litofácies:

- duas unidades especiais de litofácies, constituídas por metassedimentos característicos de apenas uma única litofácies, mas cartografáveis na escala 1:10000.
- quatro associações de litofácies, constituídas por litologias de duas ou mais litofácies distintas, intimamente associadas e que somente nesta combinação puderam ser cartografadas na escala de 1:10000. Cada associação compõe-se de uma litofácies dominante - aquela volumetricamente mais expressiva - e de litofácies subordinadas, volumetricamente menos abundantes.

No quadro da figura 5 estão listadas as unidades e seus componentes. A distribuição das mesmas na Nappe do Pé do Morro é apresentada no diagrama da fig. 6 .

As unidades especiais de litofácies mCsm e mP correspondem, respectivamente, a corpos de metaconglomerados suportados pela matriz e meta-pelitos, após esses cartografáveis na escala 1:10000, descritos anteriormente.

A associação de litofácies mA é aquela que mostra a maior distribui



ção em área e por isso mesmo está em contato com todas as demais (Fig. 6). A sua espessura máxima é atingida na porção central da serra. A leste, grada para os conglomerados da associação mC e meta-arenitos da unidade mA<sub>2</sub>. A oeste, balizada por falhamentos, "acunha" tectonicamente. Na porção superior nordeste da seção, grada para meta-arenitos da associação mA<sub>3</sub> (Fig. 6).

Nessa associação, a litofácies dominante mAca representa de 68% a 100% das espessuras registradas nos perfis levantados e envolve todas as demais litofácies. As litofácies subordinadas, listadas em ordem decrescente de abundância são: mP, mCfca, mCsg, mAph e mCsm. Dentre estas, possuem grande expressão as inúmeras lenticulas, lentes e camadas centimétricas de meta-pelitos.

Apesar da associação de litofácies mA<sub>2</sub> ser, como a unidade mA<sub>1</sub>, dominada por meta-arenitos com estratificação cruzada acanalada, em virtude de uma série de peculiaridades, a sua delimitação no campo é facilmente exequível. A sua principal ocorrência é uma camada de espessura média de 35m, que se deixa seguir pelos 12km acessíveis da vertente sul da Serra de Ouro Branco. Mostra contatos bruscos com as litologias adjacentes e é capeada por uma camada de conglomerado ferruginoso, suportado pelo grão e com espessuras variáveis entre 20cm e 7,5m. Por sua grande continuidade lateral, sua pequena espessura e composição diferenciada, esse corpo de conglomerado foi designado como horizonte guia M<sub>1</sub>, possuindo assim as características de um bom "marker" estratigráfico.

Na associação mA<sub>2</sub>, a litofácies dominante mAca é caracterizada por meta-arenitos algo ferruginosos com conjuntos de estratos cruzados acanalados do tipo  $\rho_i$  e  $\theta$ , onde a potência de cada "set" varia entre 25 e 70cm. Além disso, possuem seixos, blocos e até matacões dispersos. São muito frequentes intercalações de metaconglomerados suportados pela matriz na forma de pavimentos de pequena espessura. Quando observados em seção paralela e s, tais conglomerados mostram distribuição em faixas alongadas e se fazem corresponder a "boulder" ou "cobble-trains", no sentido de Bull (1964) e Nilsen (1968, 1982). Outras litofácies presentes nessa associação são mCsg (em corpos lenticulares de base erosiva), mAtp e mAph.

A associação mA<sub>3</sub> tem como litofácies dominante a interestratificação mA/mP, na qual se intercalam corpos essencialmente arenosos, constituídos pelas litofácies subordinadas, muitas das quais cartografáveis na escala de 1:10000 (Fig. 6). Uma particularidade dessa associação é o seu alto conteúdo em quartzo fumê. Na fig. 6 a linha XY marca o limite lateral das areias a quartzo fumê.

Na porção superior e leste da seção estudada ocorre a associação mC que, já nos trabalhos de campo, pôde ser dividida em duas sub-unidades:

- sub-unidade mCI, na qual as litofácies mCfca e mAca são dominantes e os conglomerados mCsg menos expressivos.
- sub-unidade mCII, caracterizada pela dominância dos conglomerados mCfca e mCsg.

Dentre os corpos de conglomerados cartografados, pelo menos três deles possuem grande continuidade lateral, pequena espessura e granulometria relativamente mais grosseira. Foram eles designados horizontes-guia M<sub>2</sub>, M<sub>3</sub>, e M<sub>4</sub> (Fig. 6), possuindo como o horizonte M<sub>1</sub>, características de "markers" estratigráficos.

#### Variações laterais de parâmetros faciologicos e sistema de paleocorrentes

Visando conferir ao modelo deposicional atribuições paleogeográficas, foi analisado o comportamento lateral de alguns parâmetros faciologicos.

De posse do diagrama da Fig. 6 pode-se notar de antemão a concentração nítida dos metassedimentos grosseiros a leste e a gradação para os mais finos a oeste, sugerindo uma alimentação sedimentar de E para W.

Para medida do tamanho máximo médio (D<sub>max</sub>) dos seixos dos conglome-

rados - um parâmetro cuja variação fornece relações proximal-distal (vide Sternberg 1875, Blissenbach 1954, Bull 1963, Bluck 1967, Nilsen 1968, Miall 1970a, 1977, Rust 1972, Boothroyd & Ashley 1975, Walker 1975, Boothroyd & Nummedal 1978) - foram escolhidos os horizontes-guia M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, e M<sub>3</sub>, pela sua continuidade e por conterem os clastos mais grosseiros. O método de medida foi aquele de Walker (1975a, b). Os resultados obtidos estão apresentados na fig. 7, onde se vê uma clara que

da nos valores de D<sub>max</sub> de leste para oeste.

Utilizando-se principalmente estratos cruzados acanalados foram feitas medidas de paleocorrentes. Após proceder ao tratamento dos dados, que envolveu rotação das lineações primárias T (eixo médio dos "set's" dos estratos acanalados) de modo que viessem à posição horizontal (Alkmim 1985), obteve-se para a Nappe do Pé do Morro um padrão radial unipolar de paleocorrentes. O sentido geral da alimentação é de NE para SW (Fig. 8). Tal resultado mostra-se compatível com os obtidos nos outros métodos.

#### Ordenação vertical de litofácies e unidades de litofácies

No caso das unidades de litofácies, o exame dos perfis de detalhe (compare fig. 6) mostrou que a sucessão meta-arenito → metaconglomerado (nesta ordem, da base para o topo) se repete pelo menos uma vez em cada perfil. Tomando como base apenas a granulometria, pode-se falar em ciclicidade para as unidades de litofácies. Nos perfis P<sub>1</sub> a P<sub>6</sub> da fig. 6, a unidade de repetição mA → mC envolve espessuras de 30 a 300m, correspondendo a megassequências, no sentido de Heward (1978a). São elas do tipo "coarsening-up", estão limitadas por conglomerados de pequena espessura e grande continuidade lateral (M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, M<sub>3</sub>, M<sub>4</sub>) e podem ser classificadas como ciclos de 1ª ordem, no sentido de McLean & Jerzykiewicz (1978) (Fig. 9).

O estudo da ordenação das fácies no interior das unidades revelou também a existência de ciclicidade, quando se considera apenas a granulometria. Puderam ser caracterizados ciclos de 2ª e 3ª ordens, que correspondem à sucessão de, respectivamente, 10 a 120m e 0,5 a 7m de espessura. Os ciclos de 2ª ordem podem ser de organização simples ou complexa, dos tipos "coarsening-up" ou "fining-up". Os pequenos ciclos (3ª ordem) são quase sempre de organização simples e do tipo "fining-up" (Fig. 9).

#### Interpretação das litofácies

Os metaconglomerados da litofácies mCsm podem ser interpretados como depósitos de fluxos de detritos (Middleton 1970, Johnson 1970, Fisher 1971, Middleton & Hampton 1976, Harms et al. 1982).

Particularidades dos conglomerados mCsm, só raramente verificadas nos depósitos de fluxos de detritos, são: o baixo conteúdo em argila, gradações inversas e clastos bem arredondados (compare Lustig 1965, Curry 1966, Miall 1970a e Middleton 1970; Fisher 1971, Larsen & Stell 1978, Nilsen 1982). O fato dos metaconglomerados mCsm terem somente os clastos de quartzo de veio bem arredondados e com alta esfericidade pode ser tomado como uma evidência de "reciclagem" destes componentes.

Os metaconglomerados suportados pelos grãos (mCsg) representam, sem dúvida, depósitos de fluxos trativos não oscilatórios, ou seja, depósitos fluviáis ou depósitos de fluxos episódicos não oscilatórios/não confinados ("sheet floods"). Neste contexto as camadas e bancos dos metaconglomerados mCsg seriam o produto da migração e amalgamento de barras longitudinais e lençóis de cascalho

(Leopold & Wolman 1957, Boothroyd & Ashley 1975, Miall 1977, Hein & Walker 1977, Harms et al. 1982). Os metaconglomerados mCsg podem ser distinguidos de conglomerados ressedimentados por não apresentarem as gradações típicas destes e por não mostrarem correlação entre os parâmetros  $D_{max}$  e E (diâmetro máximo médio e espessura da camada) (Bluck 1967, Stell 1974, Larsen & Stell 1978, Eriksson 1978). Pela sua baixa maturidade textural, pelo seu baixo índice de segregação e alto índice de lenticularidade, esses conglomerados não podem ser comparados a depósitos de origem marinha (Cailleux 1945, Dobkins & Folk 1970, Clifton 1973). As gradações de distribuição e a estratificação grosseira que apresentam podem ser atribuídas a oscilações de energia no fluxo trativo (Eynon & Walker 1974, Miall 1977, Harms et al. 1982).

Os meta-arenitos das litofácies mAc, mAtp, mAp e os metaconglomerados mCfca se deixam interpretar como produto da geração e migração de formas de leito de fluxos trativos não oscilatórios. Assim a estratificação cruzada acanalada dos tipos theta e pi se faz corresponder à estrutura interna de megaripples ou dunas subaquáticas (Wurster 1958, Allen 1963, 1968, 1982, Harms & Fahnestock 1965, Williams 1971, Miall 1977). A estratificação cruzada tabular planar alpha e omikron é produzida pela migração de barras arenosas transversais, como demonstraram Harms & Fahnestock (1965), Coleman 1969, Collinson (1970), Smith (1970), Williams (1971), Smith (1972) e Rust (1972).

Nas condições da passagem do regime de fluxo inferior para o superior (sensu Simmons & Richardson 1961) as pequenas formas de leito de fluxos trativos dão lugar ao leito plano, que corresponde, nos depósitos, à estratificação paralela horizontal (Allen 1974, 1982).

Os meta-pelitos da litofácies mP podem ser entendidos como depósitos da carga de suspensão de fluxos trativos que, perdendo energia ou mesmo estancados, geram depósitos argilosos de acreção vertical. Assim as inúmeras lenticulas de filitos intercaladas com meta-arenitos e metaconglomerados finos podem ser interpretadas como "mud drapes" depositados nas calhas dos megaripples e dunas subaquáticas.

A literatura mostra que as litofácies mA/mP, mAero e mAf são características de fluxos oscilatórios, confinados ou não, intercalados com períodos de quietude ou de significativa queda de energia. As porções arenosas correspondem à geração e migração de ripples de onda e/ou corrente e as argilas a depósitos de acreção vertical da carga de suspensão. Condições favoráveis à deposição e preservação destas litologias são verificadas em meios dominados por marés (Reineck & Wunderlich 1968 a,b, Boersma in Reineck & Singh 1975, Reineck & Singh 1975, De Raaf et al 1977, Allen 1982).

#### Interpretação das unidades de litofácies e o modelo deposicional

Por suas características e por seu arranjo espacial, as unidades de litofácies se deixam interpretar como depósitos de um complexo aluvial do tipo sistema fluvial entrelaçado/leques aluviais, com transição localizada para uma planície de maré (Fig.10). Depósitos de complexos aluviais do gênero já foram registrados do Recente ao Arqueano (vide p.ex.: McGowan & Groat 1971, Van de Graaf 1972, Vos 1975, Eriksson 1978, 1979, 1980, Boothroyd & Nummedal 1978, Houseknecht & Ethridge 1978, Howell & Link 1979, Sneh 1979, Daily et al. 1980, Watchhorn 1980, Azambuja et al. 1980, Vos & Tankard 1981, Medeiros & Ponte 1981, Turner 1983, Mack & Rasmussen 1984). Neste contexto, as unidades de litofácies mC, mA<sub>2</sub> e mA<sub>1</sub> se fazem corresponder, respectivamente, a depósitos fluvialmente influenciados proximais, mediais e distais. As unidades mCsm e mP representariam depósitos extrema-

mente proximais e distais, respectivamente. A associação mA<sub>3</sub> marcaria a influência de marés nas porções terminais do complexo aluvial.

Os perfis da seqüência estudada mostram boa correspondência com os perfis-modelo Scott, Donjek e South Saskatchewan propostos por Miall (1977, 1978) para depósitos de sistemas fluviais entrelaçados/leques aluviais, respectivamente, das situações proximal, medial e distal. Cumpre mencionar que perfis do tipo Troilheim (Miall op.cit.), nos quais dominariam depósitos de fluxos de detritos, não foram verificados na Serra de Ouro Branco. É curioso observar que as maiores ocorrências da unidade mCsm estejam situadas no extremo oeste da serra. Supõe-se que ali estaria localizada a porção apical de um outro grande leque.

As megasseqüências ou ciclos de 1ª ordem, como descritos anteriormente, são sem dúvida geradas por influência tectônica (Beerbower 1964, Stell et al. 1977, Heward 1978a, McLean & Jerzykiewicz 1978). Sabe-se que, para a geração e manutenção de um complexo aluvial do tipo proposto, uma condição essencial tem que ser satisfeita: a existência de uma grande diferença de relevo entre área fonte e área receptora. Em geral, sucessivos movimentos verticais ao longo de falhamentos peri-baciais possibilitam o preenchimento dessa condição. Heward (1978a) estuda os depósitos aluviais gerados em bacias influenciadas por vários tipos de sistemas de falhas. Comparando a seqüência estudada com os modelos propostos por este autor, conclui-se que "limited back-faulting of the basin margin" seria o mecanismo capaz de gerar uma tal sucessão.

Da maneira que são organizados, os ciclos de 1ª ordem podem ser interpretados como pulsos progradacionais do complexo aluvial, induzidos por elevação da área fonte num sistema de repetidos falhamentos na margem da bacia.

Os ciclos de 2ª ordem podem representar tanto respostas a movimentos tectônicos (os de maior espessura e do tipo "coarsening-up") como ter origem sedimentar ou climática (vide Costello & Walker 1972). Por seu turno, os ciclos de 1ª ordem são tipicamente autociclos, originados por oscilação na energia de fluxo ou migrações laterais de canais rasos.

#### SUBDIVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA DA SEQÜÊNCIA ESTUDADA E SEU POSICIONAMENTO NA COLUNA ESTRATIGRÁFICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.

Postula-se aqui uma subdivisão da coluna de metassedimentos da Serra de Ouro Branco em cinco unidades litoestratigráficas informais, que correspondem a cinco megasseqüências de granocrescência ascensorial, cada uma delas representando um pulso progradacional de um complexo aluvial do tipo leques aluviais/sistema aluvial entrelaçado, com transição local para depósitos de planície de maré. São elas as seguintes:

Unidade E: compreende a megasseqüência incompleta acima do horizonte-guia M<sub>4</sub>. Meta-arenitos e metaconglomerados fluviais, a leste, passam a sedimentos de planície de maré, a oeste. Espessura máxima 280m.

Unidade D: corresponde à megasseqüência entre os horizontes-guia M<sub>3</sub> e M<sub>4</sub> (inclusive). Metaconglomerados, meta-arenitos e meta-pelitos fluviais, a leste, gradam para meta-pelitos e meta-arenitos de planície de maré, a oeste. Espessura máxima 240m.

Unidade C: engloba a megasseqüência entre os horizontes M<sub>2</sub> e M<sub>3</sub> (inclusive) que representa uma variação proximal (metaconglomerados)-distal (meta-arenitos) E-W, em sedimentos aluviais. Espessura máxima: 130m.

Unidade B: constituída pela megasseqüência entre os horizontes-guia M<sub>1</sub> e M<sub>2</sub> (inclusive), representa uma gradação entre sedimentos aluviais proximais, a leste, para aluviais distais, a oeste. Espessura máxima 300m.

Unidade A: inclui a megasseqüência capeada pelo horizonte M<sub>1</sub>. Meta-arenitos fluviais,

distais passam lateral e ascensorialmente para sedimentos mediais e proximais de origem também aluvial. Espessura máxima 325m.

Faça às suas características composicionais, litofaciológicas e litoestratigráficas, a seqüência de metassedimentos da Serra de Ouro Branco se deixa correlacionar com o Grupo Itacolomi, no sentido de Glöckner (1981) (bas. em Guimarães 1931, Barbosa 1959, Dorr 1969). Os metassedimentos da Serra de Ouro Branco mostram praticamente o mesmo espectro de composição de clastos líticos e o mesmo espectro qualitativo de minerais pesados. Além disso, na seqüência estudada se faz presente a fácies Sto Antônio do Grupo Itacolomi (sensu Guild 1957, Barbosa 1959, Dorr 1969), correspondendo à porção superior da unidade litoestratigráfica A (associação de litofácies MA<sub>2</sub>, horizonte-guia M<sub>1</sub> e corpos de metaconglomerados mCsm).

Os mesmos elementos tectônicos observados no Grupo Itacolomi por Glöckner (1981) e Tessari & Amorim (1984) são observáveis nos metassedimentos da Serra de Ouro Branco. Também é o mesmo o modelo deposicional sugerido por Tessari & Amorim (1984) para o Grupo Itacolomi nos arredores de Passagem de Mariana (modelo que aliás já havia sido, em linhas gerais, proposto por Barbosa 1959, 1968).

Como supusera Brajnikov (1949) e confirmara Glöckner (1981), o Grupo Itacolomi na sua localidade-tipo - a Serra do Itacolomi - representa um bloco tectonicamente alóctone e por isso mesmo de posição estratigráfica incerta. Baseando-se nos trabalhos de Costa (1961) e Eichler (1968), conclui Glöckner (1981) que o Grupo Itacolomi poderia representar uma fácies diferenciada do Super Grupo Minas. Um dos argumentos que fora sistematicamente utilizado contra essa última hipótese é o fato dos conglomerados do Grupo Itacolomi conterem seixos de formação ferrífera bandeada (Guimarães 1931, Dorr et al. 1957, Barbosa 1959, Dorr 1969). Conhecido o modelo deposicional para o Grupo Itacolomi e sabendo-se que o Super Grupo Rio das Velhas também contém formação ferrífera, tal argumento perde a validade.

Com o presente trabalho não se pôde contribuir para o esclarecimento deste ponto. Entretanto, face a evidências petrográficas e sedimentares, pode-se dizer que o Grupo Itacolomi (incluindo aqui a seqüência da Serra de Ouro Branco) teve a sua deposição numa margem passiva de bacia intra- ou epicontinental, cuja área fonte era constituída por sedimentos e/ou metassedimentos quartzosos, xistos, filitos, formações ferríferas e rochas granitídes/gnaissóides. Tais condições, de acordo com o atual estágio do conhecimento geológico do Quadrilátero Ferrífero, só podem ser supostas para a Formação Moeda do Super Grupo Minas (compare Villaga 1981).

#### CONCLUSÃO

Na seqüência de metassedimentos da Serra de Ouro Branco podem ser caracterizadas seis unidades de litofácies que representam depósitos de um complexo aluvial do tipo leques aluviais/sistema aluvial entrelaçado/planícies de maré. Como respostas a sucessivos soerguimentos da área fonte foram geradas cinco megaseqüências de granocrescência ascensorial, que marcam ciclos de progradação. Esses metassedimentos podem ser correlacionados ao Grupo Itacolomi, cuja posição estratigráfica é, entretanto, incerta.

#### AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado como parte de uma tese de doutoramento apresentada à Universidade Técnica de Clausthal, Clausthal, República Federal da Alemanha, em 1985. Pela orientação dos trabalhos, o autor agradece ao Prof. Dr. H. Quade e ao Prof. Dr. G. Müller. Pelo suporte financeiro durante a permanência na

República Federal da Alemanha, o autor expressa aqui seus agradecimentos ao Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DAAD) e à Universidade Federal de Ouro Preto. Por muitas horas de discussão e inúmeros préstimos, agradecemos ao Prof. Grossi Sad (Geosol-UFGM), ao Prof. Dr. E.A. Ladeira (UFMG), ao Dr. K.H. Glöckner, aos colegas Geol. R.G. Marquesan e Geol. M.G. Meneses. Pela valiosa colaboração durante os trabalhos de campo, o autor agradece em especial aos Geols. M.A. Fonseca e Aécio Januzzi.

#### BIBLIOGRAFIA

- Allkim, F.F. (1985): Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien. Diss. Tese dout. Universidade Técnica de Clausthal, Clausthal, RFA. 217 pg.
- Allkim, F.F. & Quade, H. (1987): Geologia estrutural do bloco alóctone da Serra de Ouro Branco. Em prep.
- Allen, J.R.L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. - *Sedimentology*, 2: 93-114.
- Allen, J.R.L. (1968): Current ripples, their relation to patterns of water and sediment motion. - 433 pg; Amsterdam (North Holland).
- Allen, J.R.L. (1974): Sedimentology of the Old Red Sandstone (Siluro-Devonian) in the Cleve Hills Area, Shropshire, England. - *Sediment. Geol.*, 12: 73-167.
- Allen, J.R.L. (1982): Sedimentary structures. Their character and physical basis. - *Dev. Sedimentol.*, 30A (1): 367 pg.; New York (Elsevier).
- Almeida Rolff, P.A.M. de (1949): Nota sobre a geologia estrutural do município de Ouro Preto. - *Rev. da Escola de Minas*, 4 (Anno XIV): 7-9; Ouro Preto.
- Azambuja, N.C. & Abreu, C.J. & Horschütz, P.M.C. & Cândido, A. & Ramos, E.M. (1980): Estudo sedimentológico, faciológico e diagenético dos conglomerados do campo de Camópolis. - *An. 31. Congres. Bras. Geol. SBG*, 1: 240-253; Camboriú.
- Barbosa, A.L.M. (1959): Série Itacolomi. - *DNPM Publ. Espec.*, 1: 20-22; Rio de Janeiro.
- Barbosa, A.L.M. (1968): Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. - *Conf. proferida SBG - Núcleo MG*, ed. Gráfica Escola de Minas (apostila).
- Barbosa, A.L.M. (1969): Geologic map of Ouro Preto and Santa Rita de Ouro Preto Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - *USGS-Prof. Pap.*, 641 -A: plate 9; Washington.
- Barbosa, O. (1949): Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. - *Mineração e Metalurgia*, 14 (79): 3-19; Rui de Janeiro.
- Beerbower, J.R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. - in: Merriam, D.F. (Edt.): *Symposium on cyclic sedimentation. Bull. Kansas Geol. Survey.*, 169 (1): 31-42.
- Blissenbach, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. - *Geol. Soc. Am. bull.*, 65: 175-190.
- Bluck, B.J. (1967): Depositin of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde Area: a study on the significance of bedding. - *Scott. J. Geol.*, 3: 139-167.
- Boothroyd, J.C. & Ashley, G.M. (1975): Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. - In: Jopling, A.V. & McDonald, B.C. (Edt.): *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation, SEPM, Spec. publ.*, 23: 192-222.
- Boothroyd, J.C. & Nummedal, D. (1978): Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial fan deposits. - In: Miall, A.D. (Edt.): *Fluvial Sedimentology; Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 641-668.
- Brajnikov, B. (1949): Remarques sur la géologie de la municipalité d'Ouro Preto. - *Rev. Escola de Minas Anno XIV* (6): 9-19; Ouro Preto.
- Bull, W.B. (1963): Alluvial fan deposits in western Fresno Country, California. - *J. Geol.*, 71: 243-251
- Bull, W.B. (1964): Alluvial fans and near surface subsidence in western Fresno Country, California. - *USGS Prof. Paper*, 437-A: 1-71; Washington.
- Cailloux, A. (1945): Distinction des galets marins et fluviaux. - *Bull. Soc. Geol. France Ser. 5*, 15.
- Clifton, H.E. (1973): Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. - *Sedimentology*, 20: 173-187.

- Coleman, J.M. (1969): Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. - *Sediment. Geol.*, 3: 129-239.
- Collinson, J.D. (1970): Bed forms of the Tana River, Norway. - *Geogr. Ann.*, 52A: 31-55.
- Cordani, V.G. & Kawashita, K. & Miller, G. & Reiner, V. & Roeser, H. (1980): Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero/MG. - *An. Acad. Bras. Cienc.*, 54 (4): 785-799; Rio de Janeiro.
- Costa, M.T. (1961): Sedimentação e orogênese da Série de Minas. - *SICEG - Bol. Semana de Estudos*, 1: 55-61; Ouro Preto.
- Costello, W.R. & Walker, R.G. (1972): Pleistocene sedimentology, Credit River Southern Ontario: a new component of the braided river model. - *JSP*, 42 (2): 389-400.
- Curry, R.R. (1966): Observation of alpine mudflows in the Ten Mile Range, Central Colorado. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 771-776.
- Daily, B. & Maves, P.S. & Rust, B.R. (1980): Terrestrial-marine transition in the Cambrian rocks of Kangaroo Island, South Australia. - *Sedimentology*, 92: 379-399.
- De Raaf, J.M.F. & Boersma, J.R. & Van Gelder, A. (1977): Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. - *Sedimentology*, 24: 451-483.
- Derby, O.A. (1906): The Serra do Espinhaço. - *J. Geol.*, 14(5): 374-401; Chicago.
- Dobkins, J.E. & Folk, R.L. (1970): Shape development on Tahiti-Nui. - *JSP*, 40: 1167-1203.
- Dorr, J.V.N. (1969): Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. - *USGS Prof. app.*, 641-A: 110 pg. Washington.
- Eichler, J. (1968): Geologie und Entstehung der itabiritischen Reicherze im "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien. - *Habil.-Arb. TU Clausthal*, 192 pg.; Clausthal.
- Eriksson, K.A. (1978): Alluvial and destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland. - in: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 287-311.
- Eriksson, K.A. (1979): Marginal marine deposition process from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence and significance. - *precambrian Res.*, 8: 153-182.
- Eriksson, K.A. (1980): Transitional sedimentation-styles in the Moodies and Fig Tree Groups, Barberton Mountain Land, South Africa: Evidence favouring an Archean continental margin. - *Precambrian Res.*, 12: 141-160.
- Eschwege, W.L. von (1832): Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens. - 488pg.; Berlin (G.Reimer Verlag)
- Eynon, G. & Walker, R.G. (1974): Facies relationships in pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. - *Sedimentology*, 21: 43-70
- Fisher, R.V. (1971): Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. - *JSP*, 41(4): 916-927
- Freyberg, B. von (1932): Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. - *N.Jb. Mineral. Geol. Paläont., Sonderband II*, 401pg.
- Glöckner, K.H. (1981): Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. - *Clausth. Geowiss. Diss.*, 10: 221pg.
- Guild, P.W. (1957): Geology and mineral resources of the Congonhas District Minas Gerais, Brazil. - *USGS Prof. Paper*, 290: 90pg., Washington.
- Guimarães, D. (1931): Contribuição a geologia do Estado de Minas Gerais. - *Bol. Serv. Geol. Min.*, 55: 36pg.
- Harder, E.C. & Chamberlin, R.T. (1915): The geology of central Minas Gerais, Brazil. - *J. Geol.*, 23: 341-424
- Harms, J.C. & Southard, J.B. & Walker, R.G. (1982): Structures and sequences in clastic rocks. - *SEPM Short Course* nº 9, 4/1-6/21, Calgary.
- Harms, J.C. & Fahnstock, R.K. (1965): Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). - In: Middleton, G.V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, *SEPM Sp. Publ.*, 12: 84-115.
- Hein, F.J. & Walker, R.G. (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided Kicking Horse River, B. Columbia. - *Can. J. Earth Sci.*, 14: 562-570.
- Heward, A.P. (1978a): Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cínera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain. - *Sedimentology*, 25(4): 451-488.
- Heward, A.P. (1978b): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coal-fields, Northern Spain. - In: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 669-702.
- Housselmacht, D.W. & Ethridge, F.G. (1978): Depositional history of the Lamotte Sandstone of Southeastern Missouri. - *JSP*, 48 (2): 575-586.
- Howell, D.G. & Link, M.K. (1979): Eocene sedimentology and basin analysis, San Diego and Southern California Borderland. - *JSP*, 49 (2): 517-540.
- Johnson, A.M. (1970): *Physical Processes in Geology*. - 577pg.; S. Francisco (Freeman, Cooper & Co.).
- Johnson, R.F. (1962): Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. - *USGS Prof. Paper*, 341-B: 1-37; Washington.
- Lacourt, F. (1935): Resumo da geologia da folha de Ouro Preto. - *An. Escola de Minas*, 28: 103-139.
- Ladeira, E.A. (1980): Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - *Ph.D. Thesis*, Univers. Ontario, Canada.
- Ladeira, E.A. & Roeser, H. & Tobschall, H.J. (1983): Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - *An. II Simp. Geol. Minas Gerais*; *Bol. SBG-Núcleo MG*, 3: 149-165, Belo Horizonte.
- Ladeira, E.A. & Viveiros, J.F.M. (1984): Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. - *Bol. SBG-Núcleo MG*, 4: 10pg., Belo Horizonte.
- Larsen V. & Steel, R.L. (1978): The sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan - a study of textural inversion. - *Sedimentology*, 25: 37-59.
- Leopold, L.B. & Wolman, M.G. (1957): River channel patterns: Braided, meandering and straight. - *USGS Prof. Paper*, 282-B, Washington.
- Lustig, L. R. (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. - *USGS Prof. Paper*, 352F: 131-192.
- Mack, G.H. & Rasmussen, K.A. (1984): Alluvial-Fan sedimentation of the Outler Formation (Permian-Pennsylvanian) near Gateway, Colorado. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 109-116.
- McCowan, J.H. & Groat, C.G. (1971): Van Horn Sandstone, West Texas: An Alluvial fan model for mineral exploration. - *Report of Inv. Bureau Econ. Geol. Univ. Texas*, 72: 57pg.; Austin.
- McLean, J.R. & Jerzykiewicz, T. (1978): Cyclicity, tectonics and coal: Some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formation, Coal Valley Area, Alberta, Canada. - In: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 441-468.
- Medeiros, R.A. & Ponte, F.C. (1981): Roteiro Geológico da Baía do Recôncavo (Bahia). - *Petrobras/Sepes/diven/setor de Ensino da Bahia*, 63pg.
- Miall, A.D. (1970a): Continental-marine transition in the Devonian of Prince of Wales Island Northwest Territories. - *Can. J. Earth Sci.*, 7: 125-144.
- Miall, A.D. (1970b): Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Antarctic Canada. - *JSP*, 40: 556-571
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. - *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models on braided river deposits; a summary. - In: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Middleton, G.V. (1970): Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. - In: Lajoie, J. (Ed.): *Flysch sedimentation in North America*, *Spec. Pap. Geol. Assoc. Canada*, 7: 253-272.
- Middleton, G.V. & Hampton, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by gravity flows.
- Nilsen, T.H. (1968): The relationship of sedimentation to tectonics in the Solund District of southwestern Norway. - *Norges Geol. Unders.*, 259: 108pg., Oslo.
- Nilsen, T.H. (1982): Alluvial fan deposits. - In: Scholle, P.A. & Spearing, D. (Eds.): *Sandstone Depositional Environments*, *AAPG Memoir*, 51: 49-86.
- Pericon, H.Z. & Quenener, J.J.G. (1982): Tectônica de nappes e séries transgressivas no Quadrilátero Ferrífero. - *An. XXXII Congr. Bras. Geol.*, 1: 153-167; Salvador.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B. (1975): *Depositional Sedimentary Environments*. - 439pg.; Berlin (Springer).
- Reineck, H.E. & Wunderlich, F. (1968a): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. - *Sedimentology*, 11: 99-104.
- Reineck, H.E. & Wunderlich, F. (1968b): Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrrippeln. - *Senckb. Lethaea*, 49: 321-345.

Roeser, H. (1977): Petrographische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserie im südöstlichen Grenz-  
bereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais/Brasilien. - Dis. TU Clausthal, 74pg., Clausthal.

Roeser, H. & Roeser, U. & Ladeira, E.A. & Tobschall, H.S. (1982): The petrological and geochemical evolution  
of the basement of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - Quinto Congr. Latinoamer. Geol.  
Actas, III: 675-690; Buenos Aires.

Rust, B.R. (1972): Structure and process in a braided river. - *Sedimentology*, 18:221-245.

Rust, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. In: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*,  
Can.Soc.Petrol.Geol.Mem., 5: 605-625.

Simmons, D.B. & Richardson, E.V. (1961): Forms of bed roughness in alluvial channels. - *Am.Soc.Civil  
Eng.Proc.*, 87 (HY3): 87-105.

Smith, N.D. (1970): The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with  
some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 81(10):2293-3014

Smith, N.D. (1970): Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided  
river. - *JSP*, 42: 624-634.

Spix, J.E. & Martius, C.F.P. von (1823-1831): *Reise in Brasilien in den Jahren 1817 bis 1820*. - München.

Steel, R.J. (1974): New Red Sandstone Floodplain and Piedmont Sedimentation in the Hebridean Province,  
Scotland. - *JSP*, 44: 336-357.

Steel, R.J. & MacIffe, S. & Nilson, H. & Røe, S.L. & Spinaaagr, A. (1977): Coarsening-upward cycles  
in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events. -  
*Geol.Soc.Am.Bull.*, 88: 1124-1134.

Sternberg, H. (1875): Untersuchungen über Lang- und Querprofil geschiefelter Flüsse. - *Zeitschr.  
Bauwesen*, 25: 483-506.

Tessari, O. & Amorin, L.Q. (1984): Evolução sedimentar e tectônica do Gr. Itacolomi na região de  
Passagem de Mariana. - *Rev. Escola de Minas*, 37(4):31-44, Ouro Preto.

Turner, B.R. (1983): Braidplain deposition of the Upper Triassic Molteno Formation in the Karoo  
(Gondwana) Basin, South Africa. - *Sedimentology*, 30: 77-89.

Van de Graaf, F.R. (1972): Fluvial-deltaic facies of the Castlegate Sandstone (Cretaceous) east-central  
Utah. - *JSP*, 42: 558-571

Villaça, J.N. (1981): Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. - *SBG/MG Bol.*, 2:93-137; BH

Vos, R.G. (1975): An alluvial plain and lacustrine model for the Precambrian Witwatersrand deposits  
of South Africa. - *JSP*, 45: 480-493.

Vos, R.G. & Tankard, A.J. (1981): Braided fluvial sedimentation in the Lower Paleozoic Cape Basin,  
South Africa. - *Sedim. Geol.*, 29: 171-193.

Walker, R.G. (1975a): Conglomerate: sedimentary structures and facies models. - In: Harms, J.C. et al.  
(Ed.): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary-structures and strati-  
fication sequences*, SEPM Short Course Notes, 2: 133-161.

Walker, R.G. (1975b): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite associa-  
tion. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, 86: 737-748.

Wachtorn, M.B. (1980): Fluvial and tidal sedimentation in the 3.000 M.a. Mozaan Basin, South Africa. -  
*Precambrian Res.*, 13: 27-42.

Williams, G.E. (1971): Flood deposits of sandbed ephemeral streams of central Australia. - *Sedimentolo-  
gy*, 17:1-40

Wurster, P. (1958): Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. - *GeolRdsch.*, 47: 322-358

Author/Year	Geological Unit	Stratigraphic Position	Other
DERBY 1981 e 1986	1º GRUPO Quartzito Conglomerado	SÉRIE MINAS	Gnaisses e Mica-xistos
HANDER & CHAMBERLIN 1915	Quartzito Itacolomi	SÉRIE MINAS	Gnaisses, Granito Mica-xistos
GUIMARÃES 1931	Quartzito Conglomerado Filito	SÉRIE MINAS	Gnaisses e mica-xistos
FREYBERG 1932	Quartzito Conglomerado Filito	SÉRIE MINAS	Xisto
LACOURT 1932	S Quartzito M Filito I Conglomer.	SÉRIE MINAS	Granodiorito, Gnaisses, mica- xisto
O. BARBOSA 1949 (em Consonhas)	Formação Sto. Antônio Formação	SÉRIE MINAS	Gnaisses e granito
CULUD 1947 (art. de Consonhas)	Filito Quartzito Form. Ferr. Dolomito	SÉRIE MINAS	Gnaisses e granito
JOHNSON 1962 (seg. Borr. et al. 1957)	Clorita-xisto Gzaavaca e meta- volcânico, Grai- ta-filito-Quartzito Gr. Sobimlito	SÉRIE MINAS	Gnaisses e granito

Fig. 1: Colunas estratigráficas para o Pré-Cambriano da região sul do Quadrilátero Ferrífero. ■ Posição estratigráfica da sequência da Serra de O.Branco

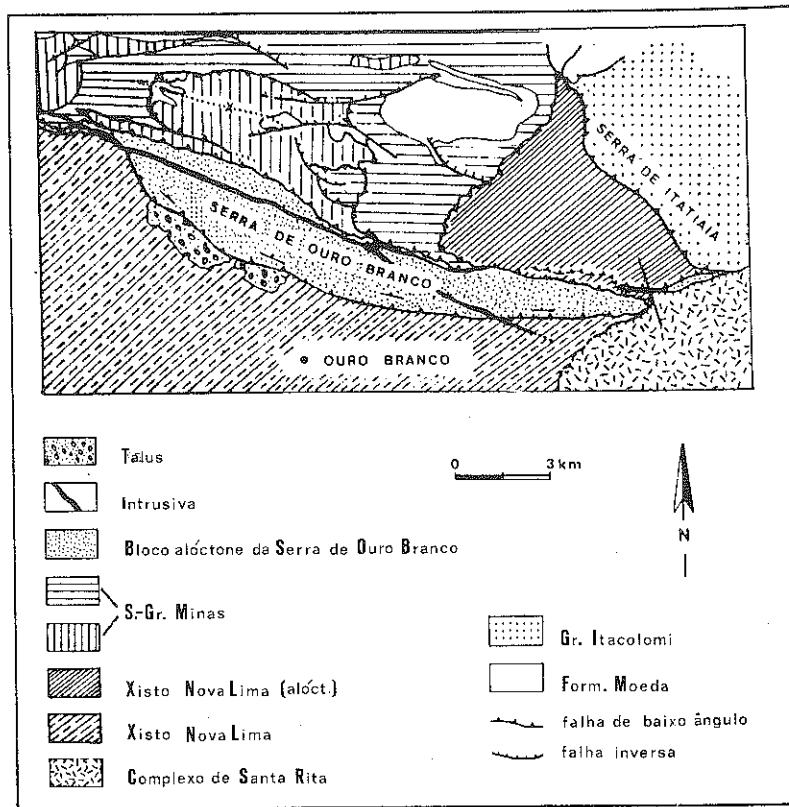


Fig. 2: Unidades tectono-litoestratigráficas na Serra de Ouro Branco e vizinhanças imediatas. (modificado de Dorr 1969)

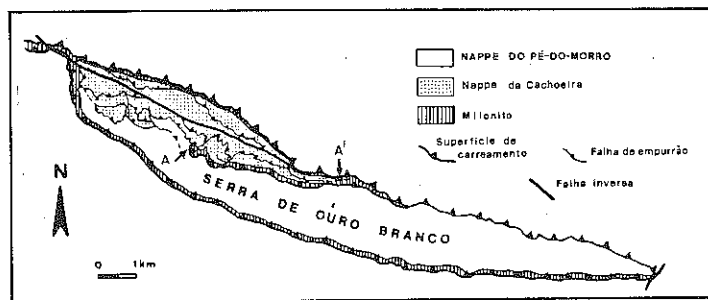


Fig. 3: Principais feições tectônicas do bloco alóctone da Serra de Ouro Branco.

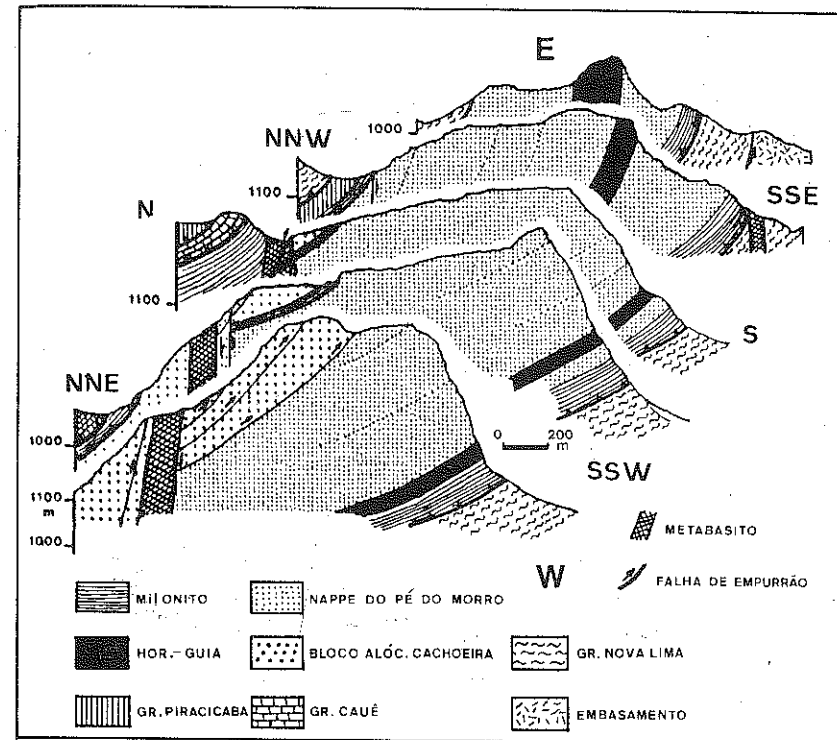


Fig. 4: Seções geológicas transversais à Serra de Ouro Branco

UNIDADES DE LITOFÁCIES		
1) Unidades especiais		
	mCsm	mP
2) Associações de litofácies		
Código	litofácies dominante	litofácies subordinadas
mA <sub>1</sub>	mÁca	mP, mCfca, mCsg, mAph, mCsm
mA <sub>2</sub>	mÁca	mCsg, mCsm, Matp, mAph
mA <sub>3</sub>	mÁ/mP	mAtp, mÁca, mCsg, mAf, mAero, mAph
mC	mCfca	mCsg, mÁca, mAph, mP

Fig. 5: Unidades de litofácies e suas componentes.

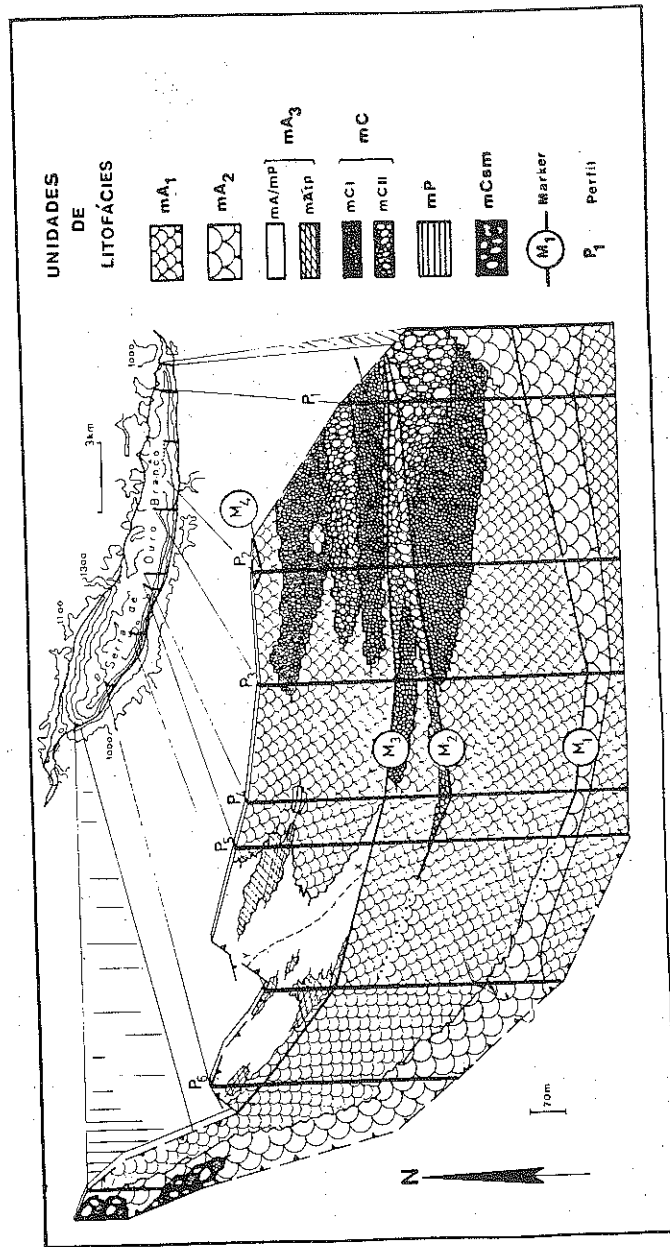


Fig. 6: Diagrama de distribuição das unidades de litofácies na Nappe do Pé do Morro, Serra de Ouro Branco.

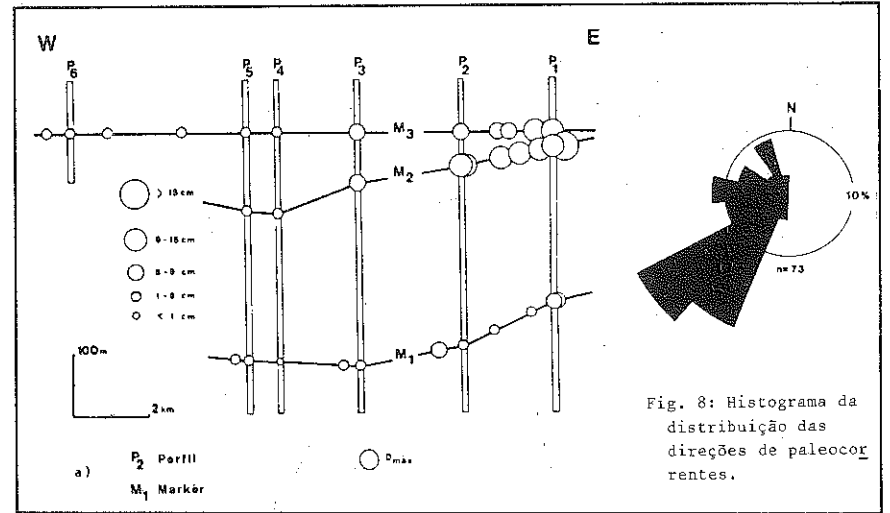


Fig. 7: Diagrama da variação de  $D_{max}$  nos níveis-guia  $M_1$ ,  $M_2$  e  $M_3$ .

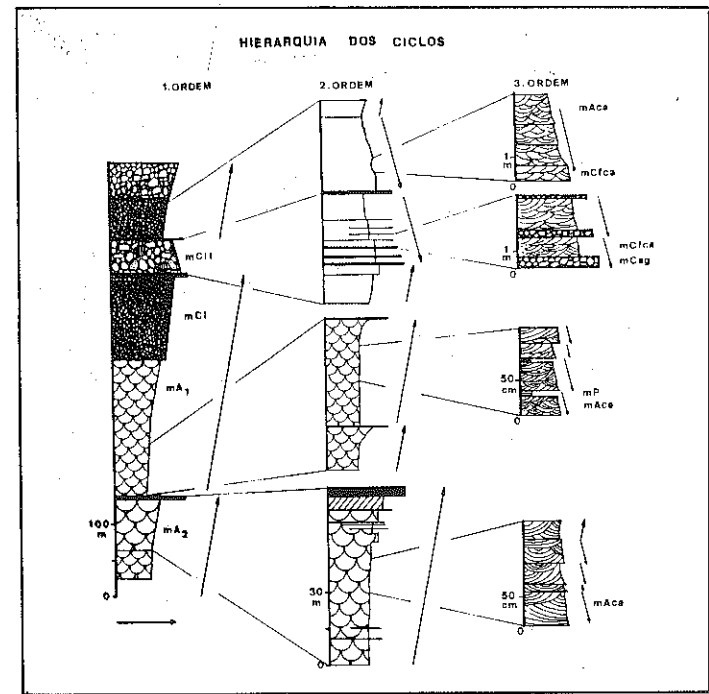


Fig. 9: Tipos e hierarquia de ciclos da seqüência da Serra de Ouro Branco.

REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO  
NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL - MINAS GERAIS

Pedro Ângelo Almeida Abreu\*  
Antônio Celso Campolim Fogaça\*\*  
Luiz Guilherme Knauer\*\*  
Marcos Borghetti Hartmann\*\*\*  
Reinhard Pflug\*\*\*\*

\* Professores do Centro de Geologia Eschwege - IGC - UFMG  
\*\* Professor do Departamento de Geologia - IGC - UFMG  
\*\*\* Professor do Departamento de Geologia da Universidade de Fortaleza  
\*\*\*\* Professor do Instituto Geológico da Universidade de Freiburg - RFA

RESUMO

A Formação Sopa-Brumadinho é a unidade mais estudada do Supergrupo Espinhaço na Cordilheira homônima. Apresenta uma estratigrafia complexa e multivariada, com subdivisões de aplicação e reconhecimento locais, dado pelas rápidas e importantes variações faciológicas, tanto em seções transversais como em cortes longitudinais dentro da bacia.

Subdivisão importante, apesar de informal, foi proposta por Schöll & Fogaça (1979) quando reconheceram os níveis D, E e F, mas também de aplicação local, especialmente para a região de Guinda e Gouveia. O nível F foi posteriormente elevado à categoria formal como Membro Campo Sampaio (Fogaça e Almeida Abreu, 1982).

Os ambientes e sistemas deposicionais são tão variados e complexos quanto o quadro estratigráfico desta formação. Ambientes do tipo "fan-deltas" reconhecidos na região de Sopa-Guinda, passam a ambientes francamente marinhos para leste e regimes sob influência de sedimentação fluvial em planícies costeiras, na área de Ouro Fino.

A introdução de modelos de simulação de movimentos em falhas normais não planares, em programa de computadores, auxilia a compreensão do desenvolvimento de estruturas tectônicas sin-sedimentares e mesmo nas feições e instalação de certos processos de ambientes sedimentares.

A distribuição areal da Formação Sopa-Brumadinho tem expressão regional e hoje é incontestável o seu reconhecimento em áreas do Quadrilátero Ferrífero e Serra das Cambotas.

O mosaico paleogeográfico apresenta caráter fragmentário e evolução muito dinâmica sob efeito de uma forte instabilidade crustal, inclusive com migrações da linha costeira.

ABSTRACT

The Sopa-Brumadinho Formation, the most studied unit of the Espinhaço Super-group, displays a complex stratigraphy along its regional setting. Its main internal subdivisions are only of local application and reconnaissance, given by the rapid and important facies variations observed in transverse and longitudinal sections through the basin.

Schöll & Fogaça (1979) proposed an important, though informal, subdivision of this formation into three levels (D, E and F) for the metasedimentary rocks exposed at Guinda and Gouveia regions. Lately, the F level has been formally accepted as the Campo Sampaio Member by Fogaça & Almeida Abreu (1982).

The environments and depositional systems are as distinct and complex as the stratigraphic frame of this formation. Fandelta-like environments are found near Sopa-Guinda areas; towards the east they clearly pass into shallow-water marine domains. Instead, fluvial sedimentation developed over large coastal plains dominate in the Ouro Fino region.

The introduction of simulation models for normal listhric faults movements, which has been encoded into a computer program, provides a best understanding for the development of sin-sedimentary tectonic structures as well as the characters and installa

UNIDADES DE LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO
mA <sub>1</sub>	depósitos distais do complexo aluvial leques aluviais / sistema fluvial entrelaçado ("braided")
mA <sub>2</sub>	depósitos médiais a proximais do complexo aluvial
mA <sub>3</sub>	depósito de planície de maré ( com depósitos de canais de maré)
mC	depósitos proximais do complexo aluvial

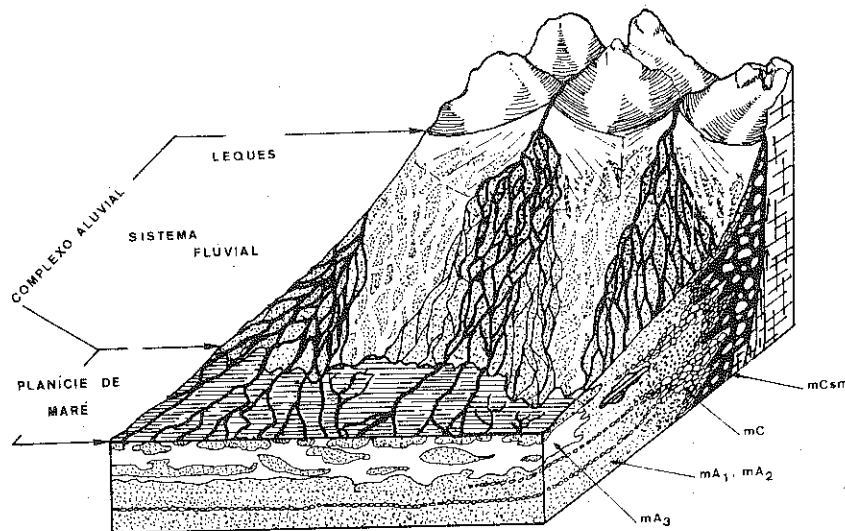


Fig. 10: Interpretação das unidades de litofácies e representação esquemática do modelo deposicional para o Grupo Itacolomi na Serra de Ouro Branco.



tion of sedimentary processes and environments.

Today the regional distribution of the Sopa-Brumadinho Formation is well established; their southernmost field occurrences lies indubitably at the Quadrilátero Ferrífero and Serra das Cambotas areas.

The paleogeographic framework reports a widespread fragmentary character and a very dynamic evolution under strong crustal instability with coastal line migrations.

## INTRODUÇÃO

A Formação Sopa-Brumadinho é, inquestionavelmente, a unidade mais estudada e mencionada da Serra do Espinhaço face à conhecida mineralização em diamantes, dos seus pacotes de metaconglomerados e de sua expressão regional nesta Serra (Figura 1).

Os trabalhos picneiros sobre esta unidade recorrem a Eschwege (1832,1833) quando reconhece e denomina de Itacolomito rochas supostamente portadoras de diamantes na região de Diamantina. Derby (1879, 1882,1887 e posteriormente 1898,1906) também abordou a problemática da fonte e origem dos diamantes da região e por consequência reconheceu e descreveu unidades da Formação Sopa-Brumadinho, entretanto sem propor nenhuma denominação formal.

Gorceix (1880,1881, 1887) descreve rochas e seqüências desta unidade, entretanto, como os outros autores mencionados, sempre com abordagem sobre a origem dos diamantes que, até então, admitiam os veios de quartzo, itacolomitos e xistos primários como suas fontes primárias. Abordagem superficial sobre os aspectos litológicos e estratigráficos da formação em foco foram feitas também por Hussak (1917), Harder Chamberlin (1985), Draper (1920, 1932) e Rimann (1920).

Moraes (1929) e Moraes & Guimarães (1930) introduzem o termo "Formação Sopa" para os metaconglomerados diamantíferos da região de mesmo nome e lhe atribuem uma origem flúvio-glacial, com base nos seus aspectos lito-petrográficos e pequenas relações discordantes com os quartzitos subjacentes, a exemplo de Harder & Chamberlin (op.cit.). Também os correlacionaram com a Formação Macaúbas e os agruparam na Série Lavras.

Vários outros autores - quer em estudos específicos, quer em trabalhos regionais - assinalam as rochas "Conglomeráticas do Sopa" como um importante guia estratigráfico da Serra do Espinhaço, destacando-se os trabalhos de Moraes Rego (1931), Freyberg (1932, 1934), Barbosa (1951, 1954), Grossi Sad & Vaz de Melo (1969) e Almeida Abreu & Munhós (1983), afóra os trabalhos de R. Pflug e outros trabalhos de detalhe que serão discutidos posteriormente.

## ESTRATIGRAFIA

Os trabalhos de estratigrafia de detalhe da unidade em foco, assim como todo o "Espinhaço Meridional" foram iniciados por Pflug (1963, 1965, 1967). Este autor observou que os metaconglomerados diamantíferos da faixa mediana-central da cordilheira são intraformacionais numa seqüência predominantemente clástica de quartzitos e filitos, ampliando então a denominação para Formação Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968), e lhe atribuindo um ambiente marinho costeiro. A seção tipo foi efetuada a partir do flanco leste do Morro do Chapéu (a NNW do povoado de Guinda onde afloram quartzitos da formação inferior, São João da Chapada) e passando pelas Lavras Diamante Vermelho e Lavrinha, até a Lavra Brumadinho.

Até o presente momento, a aceitação e o reconhecimento desta unidade de lito-estratigráfica é geral, entretanto, os trabalhos de mapeamento geológico de outras áreas e o detalhamento estratigráfico efetuado por diferentes autores e, em especial pelo Centro de Geologia Eschwege adicionaram novos dados aos seus parâmetros estratigráficos, inclusive a subdivisão em unidades menores e o reconhecimento de diferentes facies.

São litologias dominantes desta formação metarenitos e/ou quartzitos,

filitos e/ou metargilitos e metassilitos, meta-para ou ortoconglomerados poli ou monomíticos e subordinadamente metavulcanitos ácidos a básicos em pequenos diques ou "sills" sin-sedimentares. As variações granulométricas e composicionais destas litologias são também acentuadas. Os metarenitos/quartzitos vão de finos a grosseiros, as vezes com grânulos e/ou seixos, sendo ferruginosos ou não, puros ou micáceos. Os metaconglomerados geralmente são desorganizados e mal selecionados com seixos de dimensões centimétricas até decimétricas, e as vezes com blocos e matações da ordem de 20 a 50cm e mais raramente até 1m de diâmetro. (p.ex. região de Extração - Alvarenga, 1982, Almeida Abreu & Munhós, 1983). A matriz, em geral, é arenítica grosseira, entretanto, em algumas áreas, pode ser pelítica ou pelítica-arenosa (p.ex. Extração) e, eventualmente, conter componentes imaturos como feldspatos. Nos termos monomíticos os seixos são de quartzo ou metarenitos/quartzitos, enquanto nos polimíticos aparecem quartzitos variados, metarenitos, formações ferríferas, filitos, metavulcanitos, além dos seixos de quartzo; seixos de rochas granitóides são raríssimos, mas foram encontrados na região de Costa Sena (Fogaça et.al., 1985).

Merece descrição à parte a seqüência superior desta unidade que, apesar da distribuição irregular, tem expressão nas regiões de Campo Sampaio, São João da Chapada, Sopa-Guinda, Extração e Costa Sena. São filitos/metargilitos/metassilitos e subordinadamente metarenitos finos-micáceos, com lentes e "bolsões" de metabrecha quartzítica de matriz pelítica.

O arranjo e distribuição destas litologias é ainda mais variável. Diferenças acentuadas na estratigrafia e espessuras da Formação Sopa-Brumadinho são observadas em seções de oeste para leste, assim como de norte para sul ainda que no domínio de uma mesma quadrícula de escala 1:25.000 (p.ex., Almeida Abreu, 1981; Scholl & Fogaça, 1981).

As relações estratigráficas desta formação com as outras unidades da região, pode-se dizer, considerando a sua distribuição regional, que são claras. Em geral assenta-se sobre metarenitos e quartzitos médios a grosseiros, com ou sem seixos, da Formação São João da Chapada e é recoberta por metarenitos finos e monótonos da Formação Galho do Mi-guel. Os contatos podem ser bruscos ou gradacionais. Deve-se destacar, entretanto, que localmente ou mesmo em certas faixas, a Formação Sopa-Brumadinho assenta-se diretamente sobre xistos e quartzitos do Supergrupo Rio Paraúna de Fogaça et.al. (1984) - p.ex., a SW de Sopa, WSW de Guinda, NNE de Cuiabá e N de Chapadinha (Almeida Abreu, 1984; Pinho & Almeida Abreu, 1982) e também sobre granitóides da Seqüência Infra-crustal (Fogaça et. al., 1985).

Pode-se afirmar também, sobre os aspectos estratigráficos internos desta formação - incluindo-se a faciologia - que, sem dúvida, apresenta a unidade com maiores variações dentre as seqüências do Supergrupo Espinhaço. Esta situação é consequência do arranjo paleogeográfico regional e local, determinado pela compartimentação espacial-ambiental da bacia durante a deposição desta formação (a ser discutida posteriormente). Mas, em função do exposto, os ambientes e sistemas deposicionais impostos, aliados a fatores que são, ora causa, ora efeito, como a instabilidade crustal imperando naquele tempo, determinaram a sedimentação diferenciada e fragmentada com unidades próprias de região para região, de expressão local e regional, resultando numa estratigrafia multivariada.

Sendo assim, a estratigrafia da Formação Sopa-Brumadinho, na região de Sopa-Guinda, pode ter parâmetros completamente distintos da área de Ouro Fino, como de fato é observado. Por isto é compreensível então que as propostas de subdivisão estratigráfica são de reconhecimento e aplicação local. Como exemplo pode-se citar a subdivisão apresentada por Scholl & Fogaça (1979) e Scholl (1980) onde os níveis informais D, E e F são bem distinguíveis e mapeáveis em grande parte das Quadrículas de Guinda e Gouveia e localmente, nas Quadrículas de Sopa, São João da Chapada e Cuiabá. Esta subdivisão, por sua vez, não tem aplicação em Extração e São Sebastião do Bonsucesso, por exemplo.

O nível "F", em trabalhos posteriores - e compilados por Fogaça & Almeida Abreu (1982) - foi elevado à categoria formal, sob a denominação de Membro Campo Sampaio e representa, indubitavelmente, uma unidade de caracteres litológicos próprios, posição estratigráfica definida (topo da Formação Sopa-Brumadinho) e representatividade cartográfica. Chaves et.al. (1985) e Dossin et.al. (1985) propõem a adoção de facies para as unidades litológicas maiores da Formação Sopa-Brumadinho na Quadrícula de Sopa ("Facies Filítica", "Facies Quartzito-Conglomerática" e "Facies Filito-Paraconglomerática") esta última equivalente ao Membro Campo Sampaio. A proposta destes autores não recebe suporte nem no próprio mapa geológico da mencionada quadrícula onde os aspectos geológicos-cartográficos não coadunam com as descrições apresentadas. Efetivamente, na faixa norte e central da Quadrícula de Sopa a expressão da suposta "Facies Filito-Paraconglomerática" é dada por uma extensão regional com uma sequência litológica definida e com posição estratigráfica inquestionável (topo da Formação Sopa-Brumadinho e contato superior transicional com a Formação Galho do Miguel). Esta situação se repete nas adjacências norte do Povoado de Sopa e na faixa marginal leste da Lavra Brumadinho, incluindo a Lavra do Barro Branco. Não é redundante lembrar que a mesma situação - observada pequenas variações litológicas e ambientais - se repete extensivamente em Campo Sampaio e São João da Chapada (Fig. 2 "A e B"). Fica caracterizado pois, que o Membro Campo Sampaio tem todos os parâmetros necessários para o "status" de unidade lito-estratigráfica formal, na mencionada categoria (v. Guia Estratigráfico Internacional, pag.: 8 a 10; 14 a 17; 33 a 39; e Fogaça & Almeida Abreu, op.cit.).

Outro aspecto importante de discutir sobre a proposta de Chaves et.al. (op.cit.) e Dossin et.al. (op.cit.), é o fato das outras duas facies ("Facies Filíticas" e "Facies Filito-Conglomerática") serem indivisíveis. De fato existem variações de facies importantes em todo o universo desta formação conforme já amplamente mencionado por dezenas de autores e referidas anteriormente e, muito mais na região de Sopa-Guinda, onde as unidades são progradantes e os aspectos ambientais deste sítio lhe conferem peculiaridades e amplas variações em relação às faixas adjacentes, conforme discutido por Almeida Abreu & Munhoz (1983) e Almeida Abreu et.al. (1986). Estas duas facies supostas representam pois, sintomaticamente, ciclos episódicos de sedimentação progradante, relacionadas a pulsos crustais (que será discutido posteriormente), tendo expressão de facies somente no aspecto estratigráfico e espacial de cada conjunto-leque.

Almeida Abreu et.al. (op.cit.) abordaram a Lavra dos Caldeirões (4km a W de Sopa) onde foram individualizadas 8 facies a partir do arranjo espacial e caracteres litológico-ambientais quando foram reconhecidos também diferentes processos de sedimentação (fluxos gravitacionais e processos trativos). Deve-se comentar, entretanto, que de acordo com a distribuição espacial destas oito facies, é mais razoável numerá-las obedecendo a seguinte ordem: I (denominada no mencionado trabalho como IV); II (denominada de V); III (denominada de VI); IV (denominada de I); V (denominada de II); VI (denominada de III) e facies VII e VIII com mesma denominação.

Sobre esta região (Distrito de Sopa-Guinda) conforme discutido no mencionado trabalho e também por Almeida Abreu & Munhoz (op.cit.) e Almeida Abreu (1984), associam-se vários conjuntos - em leques coalescentes - progradantes de oeste para leste, configurando, em mapa, um grande cone que se inicia na Lavra dos Caldeirões e se abre até a Lavra Brumadinho mais a leste. Cada leque exhibe, em regra, a seguinte associação: metargilitos/filitos na base, sobrepostos por metarenitos/quartzitos (finos a grosseiros, as vezes com grânulos ou seixos), com lentes de metaconglomerados e, no topo, nem sempre preservados, metargilitos/filitos, metassiltitos e metarenitos finos. Esta mesma situação pode, também ocorrer na região de Datas, entretanto, a intensa deformação imposta a aquelas sequências metassedimentares proibe uma avaliação segura.

Por tudo mencionado e discutido neste capítulo fica patente as fortes e rápidas variações faciológicas e mesmo estratigráficas da Formação Sopa-Brumadinho na Serra do Espinhaço Meridional (v. também Pflug et.al. (1980)). Merece ainda citação e destaque as variações de espessura que ocorrem de oeste para leste na Quadrícula de São João da Chapada onde algumas dezenas de metros passam a centenas de metros e conjuntos e associações litológicas variadas passam a metarenitos monótonos localmente ferruginosos (Fig. 2 "C"). Contraste também é notável entre as colunas de Sopa-Guinda e Extração (Fig. 2 "D,E,F,G"). Nas regiões de Costa Sena, Ouro Fino e São Sebastião do Bonsucesso os componentes filíticos são pouco expressivos ou ausentes, enquanto a espessura dos metaconglomerados podem chegar a mais de uma centena de metros e suas continuidades laterais chegam à casa dos 2 quilômetros (p. ex. Serra de Ouro Fino) - v. Figura 2 e 3. Nota-se pois que em algumas regiões não se faz possível a adoção de subdivisões em níveis ou mesmo qualquer subdivisão que ultrapasse a simples diferenciação local de pacotes ou horizontes litológicos ou nem isso. As figuras 2, 3 e 4 mostram colunas estratigráficas de diferentes regiões da Serra do Espinhaço.

#### SEDIMENTOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA

É óbvio que as variações estratigráficas são um reflexo direto dos diferentes ambientes de sedimentação da formação dentro da bacia, assim como da localização de cada conjunto no mosaico paleogeográfico regional.

Os tipos e associações de estruturas sedimentares, aliados às variações e formas dos corpos litológicos, permitem a diferenciação de vários sistemas deposicionais para a Formação Sopa-Brumadinho e a reconstrução, embora parcial, de sua configuração paleogeográfica.

Sabe-se hoje que o meridiano da cidade de Gouveia representa, aproximadamente, a faixa costeira do tempo desta formação, uma vez que as unidades aflorantes para oeste são mais novas que a Formação Sopa Brumadinho e assentam-se sobre rochas do embasamento. Seus caracteres litofaciais ao longo desta linha, corroboram esta afirmação; pois indicam em regra, domínios de sedimentação em regiões costeiras. Mesmo assim, ao longo desta costa se instalaram diferentes ambientes, ora controlados pelo relevo, que por sua vez receberam controle da estruturação tectônica Pré-Espinhaço, ora por razões climáticas e efeitos geográficos (p.ex. foz de drenagens). Naturalmente à medida que afasta-se da costa para o mar (em sentido leste) estes efeitos são gradualmente menos importantes e, por consequência, a sedimentação torna-se mais homogênea (metarenitos laminados, finos e micáceos) e normalmente isto é observado. Deve-se ressaltar porém que a sinuosidade da linha de costa pode permitir a sedimentação calma e homogênea em pequenas baías, adjacentes a ambientes mais energéticos. Por sua vez é conhecido também que a linha de costa, no tempo desta formação migrou, significativamente, pelo menos uma vez no sentido de leste para oeste. É provável que o meridiano de Extração represente a faixa costeira inicial da Formação Sopa-Brumadinho, não só indicado pelo ambiente energético denunciado pelos metaconglomerados polimíticos, mas também no rápido adelgaçamento das camadas para oeste até as proximidades de Diamantina (Freitas & Farias 1982; Knauer et.al., em prep.). Ressalta-se também a associação de estruturas sedimentares (inclusive marcas de onda de interferência e diques de areia centimétricas) e a repetição e continuidade dos sistemas deposicionais para sul (p.ex. região de Vão) onde aparecem, apesar de mais discretos, pacotes de metaconglomerados polimíticos.

Estas observações tornam o entendimento da distribuição dos metaconglomerados e sistemas deposicionais correlatos da porção central da Serra Espinhaço de forma mais coerente (Pflug, 1968, e Almeida Abreu & Munhoz, 1983, admitiram a região de Extração como um domínio insular). Ainda assim persistem dúvidas quanto a forma de jazimento dos metaconglomerados desta região que mostram-se conformados como espessos

e extensos diques clásticos (Almeida Abreu & Munhoz, op.cit.). As últimas observações tem mostrado que parte das "paredes" destes diques são irregulares e podem exibir mergulhos menos acentuados (até 50-60°) apesar de alguns pontos serem inquestionavelmente de inclinação superior a 70°. Alia-se a esta problemática a existência de ampla dobra de colapso (sinforme de eixo E-W) sin-sedimentar (Alvarenga, 1982; Almeida Abreu & Munhoz, op.cit.) e as dimensões acentuadas dos clastos (bloco e matações) via de regra na base dos pacotes de metaconglomerados. Auxilia na compreensão destas situações a simulação de movimentos em falhas normais não planares (falhas de crescimento) em programa de computadores (fig. 5E e F). Não pretende-se envolver ou impor estes elementos de simulação como conceitos absolutos e seguramente determinativos, mas a associação das observações de campo com a configuração evolutiva das figuras deste modelo explicam, simultaneamente, estas incógnitas apresentadas. Considerando que estas falhas são produto da instabilidade de crustal do pavimento de sedimentação, aliado a uma sedimentação variada e compartimentada (neste momento começa a apresentar-se também como causa), dispara o processo de formação de dobras nas margens do plano de falha. Também a formação de planos, nos pavimentos de sedimentação, fortemente inclinados, irão favorecer a instalação de "canyons" nestas superfícies, que podem ser ou não controladas por falhas e fraturas. Lembre-se que o processo, uma vez iniciado, é contínuo, apesar de acentuado pelos pulsos episódicos.

Concepções semelhantes são conhecidas também no distrito de Sopa-Guinda onde a Formação Sopa-Brumadinho assenta-se, ora sobre a formação inferior, ora sobre rochas do Supergrupo Rio Paraúna e outras vezes se justapõe com a Formação São João da Chapada. Este arranjo é resultado também da forte instabilidade crustal-episódica e os modelos de simulação de computador também corroboram esta proposta (Fig.5) e acentuam o efeito das falhas de crescimento e dobras de compensação associada ("roll over folds"), vistas na borda oeste do Morro do Chapéu (NW de Guinda) e a leste da Lavra dos Caldeirões. Estes modelos de simulação permitem avaliar ainda as diferentes evoluções, de acordo com a forma de inclinação original dos planos de falhas (fig.5, B, C e D) e prevê para um futuro breve, perspectivas de um excelente instrumento na compreensão de problemas geológicos de toda ordem, quando da introdução de modelos tridimensionais contendo elementos variados como vistos na natureza.

Se o ambiente dominante no Distrito de Sopa-Guinda é do tipo "fandeltas", (Almeida Abreu et.al.1986), dentro do domínio desta formação, no sul, aparecem elementos indicativos de outros ambientes. Na Serra de Ouro Fino e Vale do rio Paraúna os metaconglomerados assumem espessuras decamétricas até a grandeza da centena de metros, podendo ser estratiformes ou em pacotes de possança destacável e pequena largura, com rampidas e marcantes interdigitações para quartzitos (Machado et.al., 1986). Associam-se ainda a metarenitos finos, laminados, com ou sem estratificações cruzadas tangenciais de pequeno porte e eventualmente "hummockys" (?). Sendo assim, parecem à primeira vista, ambientes fluviais em planícies costeiras dominados por canais anastomosados. É possível que ambientes semelhantes possam ser dominantes também em outras regiões como Costa Sena e Altamira.

Abordagem à parte merece o Membro Campo Sampaio da Formação Sopa-Brumadinho, quanto aos seus aspectos ambientais e à sua distribuição regional. Fogaça & Almeida Abreu (1982) descrevem minuciosamente esta unidade e reconhecem seu ambiente dominante como do tipo planícies de marés ("tidal flats") marcando o final de um longo período de instabilidade crustal e a imposição de largos regimes de calma. Mas dois aspectos devem ser ressaltados: a expressão deste membro diminui significativamente de norte para sul, desde o Campo de São Domingos até a faixa meridional da Quadrícula de Costa Sena e a maior distribuição do Membro Campo Sampaio está invariavelmente associada às áreas de maior expressão dos metaconglomerados. Esta situação leva a supor, em princípio, que a instabilidade crustal persistiu mais tempo no sul, e, coinci-

dência ou não, é justamente a área mais afetada pelo tectonismo posterior. Dessa maneira os ambientes geradores dos metaconglomerados determinaram o arrasamento e formação de planícies costeiras mais planas e mais extensas.

A apreciação das colunas estratigráficas das figuras 2,3 e 4 ilustram que, de norte para sul-sudeste, ocorre um notável aumento dos elementos ferruginosos da Formação Sopa-Brumadinho, quer como elementos do arcabouço dos metaconglomerados, quer como componentes de sua matriz ou mesmo nos outros termos litológicos, como quartzitos ferruginosos e o aparecimento de itabiritos. Apesar de não constituir o escopo deste trabalho, pode-se especular sobre a passagem gradual de facies clásticas para facies predominantemente químicas na forma proposta por Pflug (1965) e Pflug & Renger (1973).

Ainda sobre correlações é importante destacar que a Formação Sopa-Brumadinho foi reconhecida também no Quadrilátero Ferrífero, nas proximidades de Florália (Município de Santa Bárbara-MG), através de seus metaconglomerados polimíticos.

Schorscher & Almeida Abreu (em prep.) reconheceram esta formação nas sequências inferiores da Serra das Cambotas através dos metaconglomerados, e mesmo associando o empilhamento estratigráfico local com o da região Central do Espinhaço Meridional, sem esquecer, todavia, que alguns córregos que drenam a mencionada Serra, foram encontrados diamantes (Gorceix, 1887).

Finalizando, pode-se fazer alguma especulação, sobre as condições climáticas do tempo da Formação Sopa-Brumadinho. É redundante considerar que em tempos Pré-Cambrianos dominaram climas quentes e áridos mas depósitos soberbos de conglomerados são sistematicamente ligados a este tipo de clima mesmo nos períodos Fanerozóicos (p.ex. Bacias Terciárias da Espanha). A superabundância de feldspatos na matriz dos metaconglomerados de Extração (e mesmo nos metarenitos) e a ausência de seixos de rochas granitoides são também indicativos de clima árido controlados pela termoclastia (Pettijohn et.al., 1972 e Pettijohn, 1957).

#### AGRADECIMENTOS

Expressamos nossos agradecimentos aos funcionários do Centro de Geologia Eschwege pelo apoio prestado ao longo dos trabalhos efetuados.

Aos geólogos Pedro Celso de Oliveira Fernandes, Francisco Robério de Abreu e professores Fernando F. Alkmim, Allaoua Saadi e Cristina H. R. Augustin pelas discussões, revisão de textos e apoio geral.

Aos alunos das diversas escolas de geologia do país que participaram das etapas de campo em especial aos acadêmicos da UPMG - Nilza Helena Quintão e Pierre Muzzi Magalhães.

ALMEIDA ABREU, P.A. (1981) - Mapeamento Geológico da Quadrícula de São João da Chapada. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional. Rel. inédito. Centro de Geologia Eschwege - Diamantina

ALMEIDA ABREU, P.A. & MUNHOZ, D.T.V. (1983) - A reconstrução paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativo de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, MG; Anais do II Simp. Geol. de Minas Gerais, SBG, Bol. nº 3, Belo Horizonte, p. 219-234.

ALMEIDA ABREU, P.A. (1984) - The Influence of Tectonic Activities in the Formation of Deltas, Spacial Compartment and the Evolution of Minas Gerais, Brazil. Anais Acad. Bras. Cie, m 56 (1): p. 109, Rio de Janeiro.

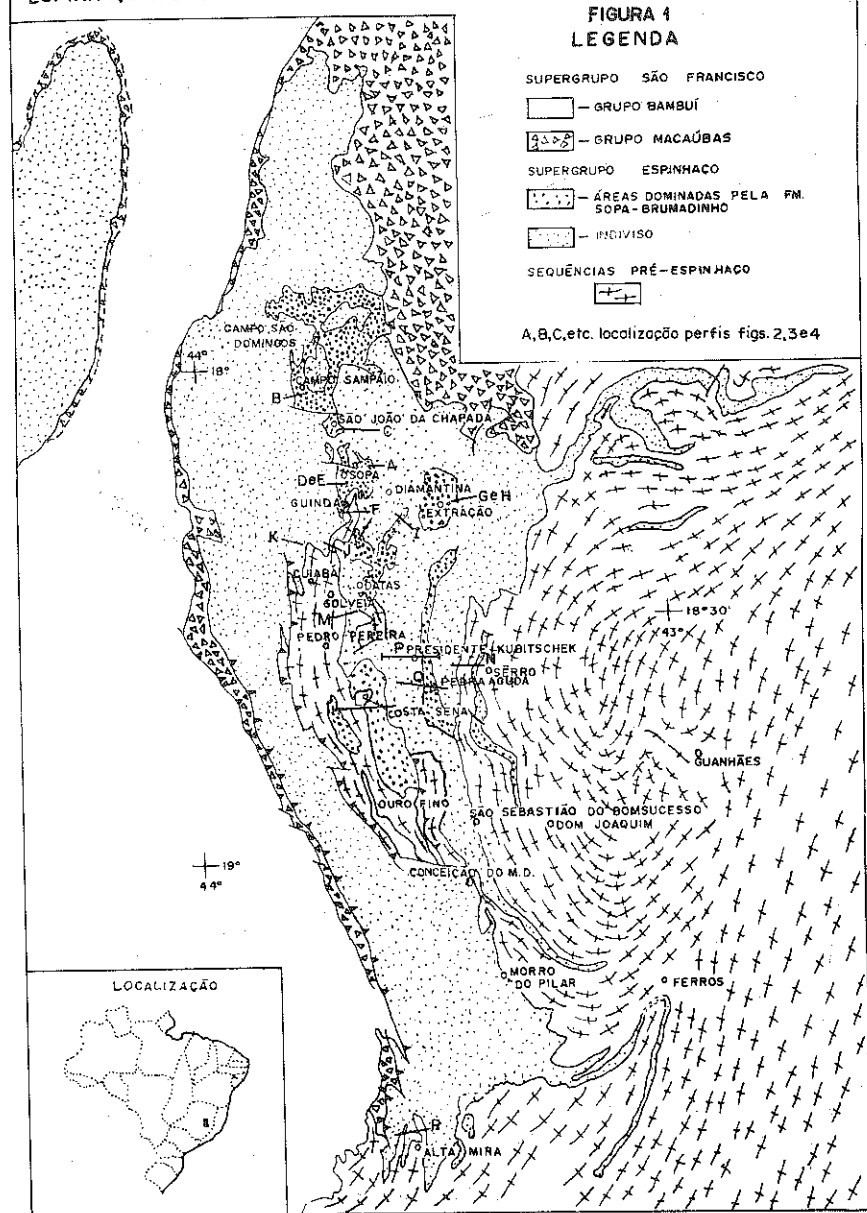
ALMEIDA ABREU, P.A.; SALES, J.C.S.de & KNAUER, L.G. (1986) - Estudos de Fácies Sedimentares e Sistemas Depositionais na Lavra dos Caldeirões e Adjacências, Distrito de Sopa (Diamantina - MG). XXXIV Cong. Bras. de Geol., Goiânia - Goiás (no prelo).

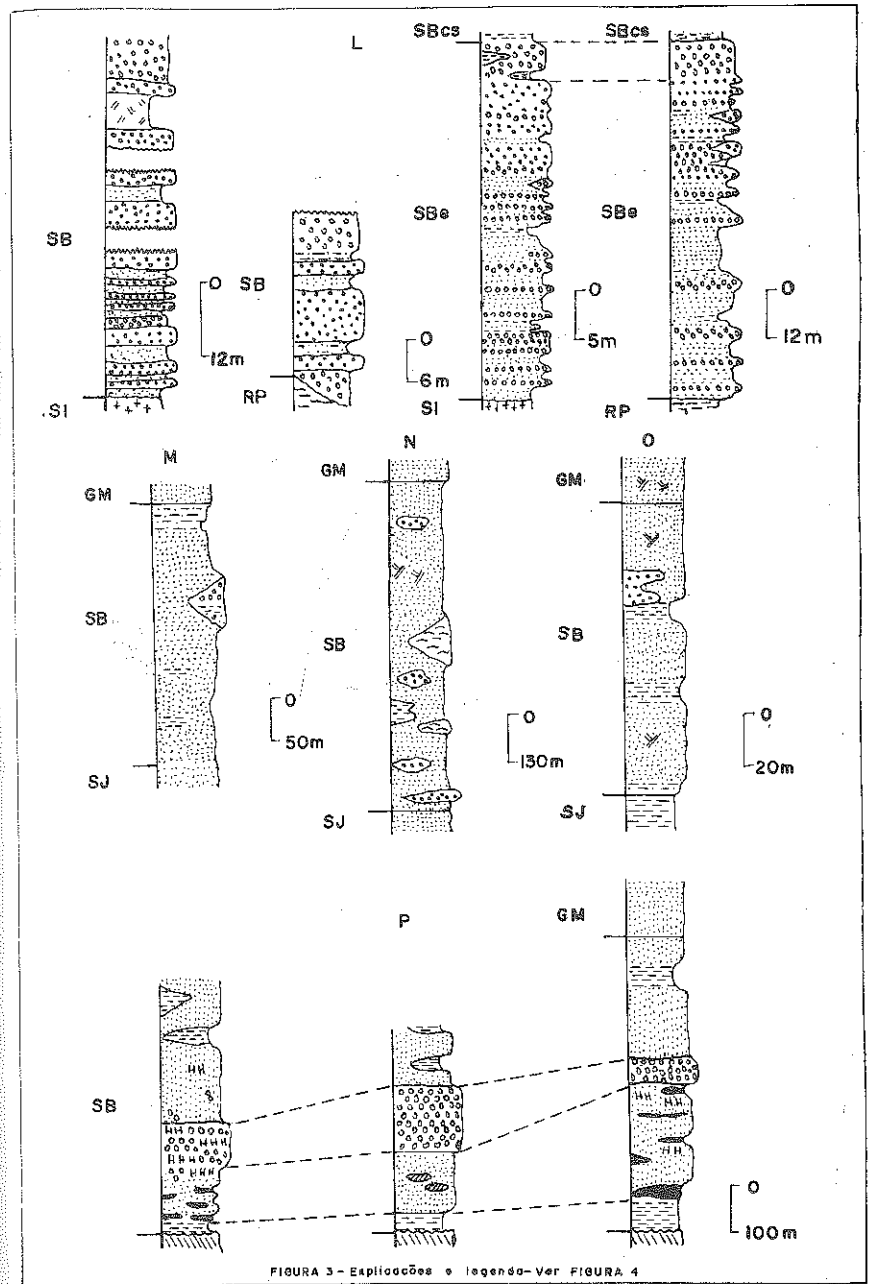
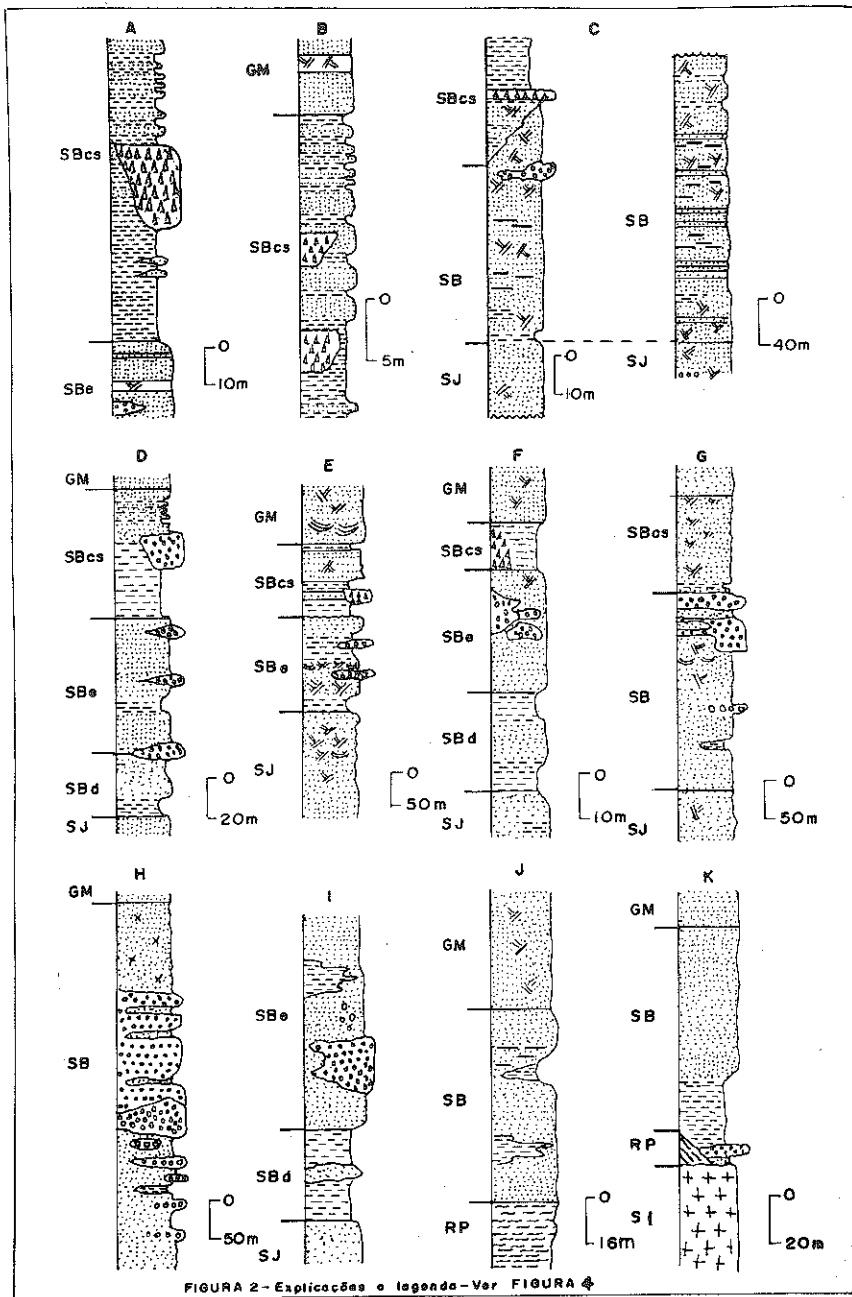
- ALVARENGA, C. J. S. de (1982) - Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração, Diamantina - MG, XXXII Congr. Bras. Geol. - Salvador, p. 168-178.
- BARBOSA, O. (1951) - Contribuição a origem do diamante de Diamantina, Estado de Minas Gerais - DNPM, Div. Geol. Min. Bol. 136, p. 36, Rio de Janeiro.
- BARBOSA, O. (1954) - Evolution du geosynclinal Espinhaço - XIX Congr. Geol. Int. Sect XIII, fasc. 14, p. 17-36.
- CHAVES, M. L. de S. C.; UHLEIN, A.; DOSSIN, I. A.; ALVARENGA, C. J. de S. (1985) - Mapeamento Geológico da Quadrícula de Sopa. Proj. Map.Geol. Espinhaço Meridional, Rel. inéd. C. G. Eschwege, Diamantina.
- DERBY, O. A. (1879) - Contribuição para o estudo da geologia do Vale do Rio São Francisco - Arch. Mus. Nac., IV, p. 87-119, Rio de Janeiro.
- DERBY, O. A. (1882) - Modes of occurrence of the diamond in Brazil - Amer. Tour. Sci., 3rd. Ser., Vol. XXIV, p. 34-42, Newhaven.
- DERBY, O. A. (1887) - The genesis of diamond. Science, IX: 57-58, New York.
- DERBY, O. A. (1898) - Brazilian evidence on the genesis of Diamond. Jour. of Geol., VI:121-146.
- DERBY, O. A. (1906) - The Serra do Espinhaço, Brazil - J. Geol., 14, 374-401, Chicago.
- DOSSIN, I. A.; CHAVES, M. L. de S. C.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C. J. de S. (1985) - Geologia e Depósitos Diamantíferos da Região de Sopa, Diamantina, MG; Anais do III Simp. Geol. de Minas Gerais, SBG, Bol. 5, Belo Horizonte, p. 276-290.
- DRAPER, D. (1920) - The High level diamond - bearing breccias of Diamantina, Brazil - Transact. Geol. Soc. S. Afro, XXIII, 43-51, Johannesburg.
- DRAPER, D. (1923) - Additional evidence regarding the origin of the high level diamond - bearing breccias of Diamantina, Brazil. Transact. Geol. Soc. S. Afro, 26:7-12.
- ESCHWEGE, W. L. V. (1832) - Beitrage zur Gebirgskunde Brasilien - 488p., (Reimer), Berlin.
- ESCHWEGE, W. L. V. (1833) - Pluto Brasiliense - Tradução em português, 377 + 469 p., (Companhia Edit. Nac.), São Paulo, 1944.
- FOGAÇA, A. C. C. & ALMEIDA ABREU, P. A. (1982) - Depósitos de Planície de Marés na Formação Sopa-Brumadinho, Cordilheira do Espinhaço, MG, Brasil. Actas V Congr. Latinoam. Geol., Argentina, 11:373-388p.
- FOGAÇA, A. C. C.; ALMEIDA ABREU, P. A. & SCHORCHER, H. (1984) - Estratigrafia da Sequência Supra-Crustal na Porção Mediana Central da Serra do Espinhaço Meridional, MG. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro - p. 2654-2667.
- FOGAÇA, A. C. C.; MARTINS NETO, M. A. & COSTA, N. B. O. R. (1985) - Comportamento Faciológico das Rochas Quartzíticas e Conglomeráticas da Formação Sopa-Brumadinho (Nível E) na Região de Costa Sena - MG; Anais do III Simp. Geol. de Minas Gerais, SBG, Bol. nº 5, Belo Horizonte, p. 112-124.
- FREITAS, M. A. C. de & FARIAS, D. (1982) - Geologia da Quadrícula de Extração. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional. Rel. inéd. Centro de Geologia Eschwege - Diamantina.
- FREYBERG, B. V. (1932) - Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien - N. Jb. Geol. Min. Palaont., Sonderbd. 2, 403 p. Stuttgart.
- FREYBERG, B. V. (1934) - Die Bodenschätze des Staates Minas Gerais, Brasilien - 453 p. (Schweitzerbart) Stuttgart.
- GORCEIX, H. (1880) - Sur les gisements du diamant au Brésil. Bull. Soc. Min. de France, 2, 36-38.
- GORCEIX, H. (1881) - Sur les Gîtes diamantíferos du centre de la province de Minas Gerais - (Brésil). Bull. Soc. Geol. France, 3(10):134-135.
- GORCEIX, H. (1887) - Sur le gisement de diamants de Coacás, province de Minas Gerais (Brésil). Compt. Rend. Acad. Sci., 5: 1139-1141.

- GROSSI SAD, J. A. & VAZ de MELO, M. F. D. (1969) - Geologia do distrito de Serro, Minas Gerais, Brasil - Rel. Inéd. GEOSOL/DNPM, 178-110p., Belo Horizonte.
- GUIA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL (1980) - Guia para la Clasificación, terminología y Procedimientos Estratigráficos. Por la Subcomision Internacional de Clasificación Estratigráfica de la Comision de Estratigrafia de la VICC. Hallis D. Hedberg, editor. Comite Editorial: N. George, H. Hedberg, C. Pomerol, A. Salvador y J. Stocklin. EDITORIAL REVERTÉ, S. A. - España.
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. (1915) - The geology of central Minas Gerais, Brazil - J. Geol. 13, 341 - 378 + 384-424, Chicago.
- HOPPE, A. (1978) - Contribuição a Geologia e Paleogeografia do Sul da Serra do Espinhaço (Minas Gerais - Brasil). Tes. Dout. Trad. A. Brichto e C. Correa de Barros. Inst. Geoc. Univ. Albert - Ludwig - Freiburg i: Br - R.F.A..
- HUSSAK, E. (1917) - Os satélites do diamante. Serv. Geol. Min. Brasil, Tip. Jornal do Comércio. Rio de Janeiro, 55 pp.
- MACHADO, A. F.; QUINTÃO, N. H. & MAGALHÃES (1986) - Geologia da Porção Centro Sul da Quadrícula de Ouro Fino - Conceição do Mato Dentro - MG Trab. Grad. - Rel. inéd. - Depto de Geol. - IGC/UFMG - Belo Horizonte.
- MORAES, L. J. de (1929) - Relatório de Atividades - 1928 - DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir. 1928, 29-34, Rio de Janeiro.
- MORAES, L. J. de & GUIMARÊS, D. (1930) - Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais - An. Acad. Bras. Ciênc., 2, 153-186, Rio de Janeiro.
- MORAES REGO, L. F. de (1931) - As estruturas antigas do Brasil - Ann. Esc. Min. Ouro Preto, vol. 22, p. 27-85.
- PADILHA, M.W.M. & CARVALHO NETO, J. C. de (1981) - Mapeamento Geológico da Quadrícula de Cuiabá. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional, Rel. inéd., Centro Geologia Eschwege, Diamantina.
- PATERNOSER, K. (1979) - Interdigitación entre Facies de Conglomerados Diamantíferos e Formações Ferríferas (BIF) no Sul da Serra do Espinhaço - Minas Gerais - Brazil. Tes. Dout. Trad. A. Brichto e C. Corrêa de Barros, Inst. Geoc. Univers. Albert-Ludwig - Freiburg i. Br. - R. F. A..
- PETTIJOHN, F. J. (1957) - Sedimentary Rocks - 3. Ed.: 7185, New York (Harper & Row, Publ.).
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1972): Sand and Sandstone. - 618 S., Berlin (Springer).
- PFLUG, R. (1963) - Contribuição à Paleogeografia da Serra do Espinhaço (Quartzitos da Região de Diamantina, Minas Gerais) - DNPM, Div. Geol. Min. Not. Pre. Estud., 119, 16p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. (1965) - Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais - DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226, 51p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. (1967) - Die prakambrische Miogeosynklinale der Espinhaço - Kordillere, Minas Gerais, Brasilien - Geol. Rdschau, 56, 825-844, Stuttgart.
- PFLUG, R. (1968) - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais - DNPM, Div. Geol. Min. Not. Prel. Estud., 142, 20p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. (1973) - Estratigrafia e Evolução Geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, São Paulo; soc. Bras. Geol. Núcleo São Paulo, 2:5 - 19p..
- PFLUG, R.; HOPPE, A. & BRICHTA, A. (1980) - Paleogeografia do Pré-Cambriano da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. In: Zeil, W. (ed): Nuevos Resultados Geocientíficos, Alemanha em Latinoamerica, Proyectos de La Deutsche Forschungsgemeinschaft: 33-43, Boppard (Boltde-Verl).

- PINHO, A.A.N. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1982) - Mapeamento Geológico da Quadrícula de Caxambu. Proj.Map.Geol. Espinhaço Meridional. Rel.inéd. C.G. Eschwege - Diamantina.
- RADICONDA, M. & LACERDA NETO, A.P. (1985) - Geologia da Região da Serra do Sapa - MG, Trab.Grad., Rel.Inéd., C.G.Eschwege, Diamantina.
- RIMAN, E.T. (1920) - Zur Kenntnis der Minas Serie in Staate Minas Gerais (Brasilien) - Centralbl. Min.etc.Abt.A, Jg., 1920. 417-422, Stuttgart.
- SCARPELLI, A.G.; FONSECA, A.; COSTA, R.D. & JESUS, W.M.de (1985) - Geologia da Serra Janela de Pedra, SE de Gouveia - MG.; Trab. Grad., Rel. Inéd., C.G.Eschwege, Diamantina.
- SCHOLL, W.U. (1980) - "Estratigrafia, Sedimentologia e Paleogeografia na Região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Munst. Forsch. Geol. Palaont., Munster, 51: 223-240 p.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG.; Atas I Simp.Geol.de Minas Gerais, SBG: 55-73p.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1981) - Mapeamento Geológico das Quadrículas de Guinda e Gouveia. Proj.Geol.Espinhaço Meridional, Rel.inéd. C.G.Eschwege, Diamantina.
- SCHORSCHER, H.D. (1982) - Internat.Symposium on Archean and proterozoic Early Proterozoic Geol.Evolution and Metallogenesis. Excursion and abstract - Anais; pág. 1-33. Salvador, Brasil.
- SPERBER, M.V. (1975) - Geologia do Pré-Cambriano na Borda Sudoeste da Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Tes.Dout. Trad.C.Correa de Barros e A. Brichta, Fac.Ciênc.da Terra Univ. Albert-Ludwigs Freiburg i. Br. - R.F.A..
- UHLEIN, A. (1981) - Mapeamento Geológico da Quadrícula de Serro e parte de Contenda. Proj.Map.Geol. do Espinhaço Meridional, Rel.inéd. C.G. Eschwege, Diamantina.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (Parcial e adaptado de PFLUG e RENGER, 1973)





**LEGENDA**

- [Symbol] META-BRECHA ITABIRITICA
- [Symbol] META-BRECHA QUARTZITICA
- [Symbol] META-OSTEOCOLONIZADOS
- [Symbol] META-PARADOXOLONIZADOS
- [Symbol] META-CONGOMERADOS C/ QUARTZITO C/ZELOS
- [Symbol] META-CONGOMERADOS C/ ZELOS DE ITABIRITO
- [Symbol] METASBITOS OU QUARTZITOS DE GRANULACAO FINA/MEDIA
- [Symbol] METASBITOS OU QUARTZITOS MACIOS
- [Symbol] FILITOS QUARTZOSOS/METASBITITOS
- [Symbol] FILITOS METASBITITOS
- [Symbol] QUARTZITO FERROSO
- [Symbol] FILITOS HEMATITICOS
- [Symbol] METASBITITOS
- [Symbol] METABASICA
- [Symbol] XISTOS VERDES
- [Symbol] METASBITOS OU QUARTZITOS FELDSPATICOS
- [Symbol] METASBITOS OU QUARTZITOS FERROSO
- [Symbol] ITABIRITOS
- [Symbol] XISTOS
- [Symbol] GRANITOS E GRANITOS
- [Symbol] SUBSTRATO INDIVISIVO

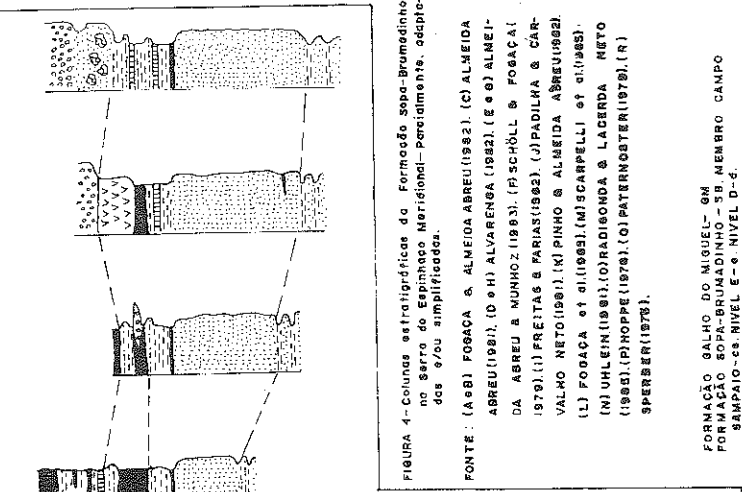


FIGURA 4 - Colunas estratigráficas da Formação sapa-Bromodinho do Suro do Espinhaço Meridional - Paraisópolis, oclp-008 9704 simplificada.

FONTE: (A & B) FOSACA & ALMEIDA ABREU (1982); (C) ALMEIDA ABREU (1981); (D & H) ALVARENGA (1982); (E & G) ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (1983); (P) SCHÖLL & FOSACA (1979); (I) FREITAS & FARIAS (1982); (J) PADILHA & CARVALHO NETO (1981); (K) PINHO & ALMEIDA ABREU (1982); (L) FOSACA et al. (1983); (M) SCARPELLI et al. (1983); (N) UHLER (1981); (O) RADISSONDA & LACERDA NETO (1983); (P) POPPE (1978); (Q) PATERNOSTER (1979); (R) SPERBER (1978).

FORMACAO GALHO DO MIGUEL - GM  
 FORMACAO SOPA-BRUNADINHO - SB MEMBRO CAMPO SAMPAIO - ca. NIVEL E - e NIVEL D - d.  
 FORMACAO SAO JOAO DA CHIAPADA - SJ  
 SUPERGRUPO RIO PARANAUA - RP  
 SEQUENCIA INTRACRUSTAL - SI

— BANDAS OU LAMINACOES FERRUGINOSAS  
 — ESTRATIFICACAO CRUZADA TABULAR OU TANGENCIAL  
 — ESTRATIFICACAO CRUZADA ACANALADA

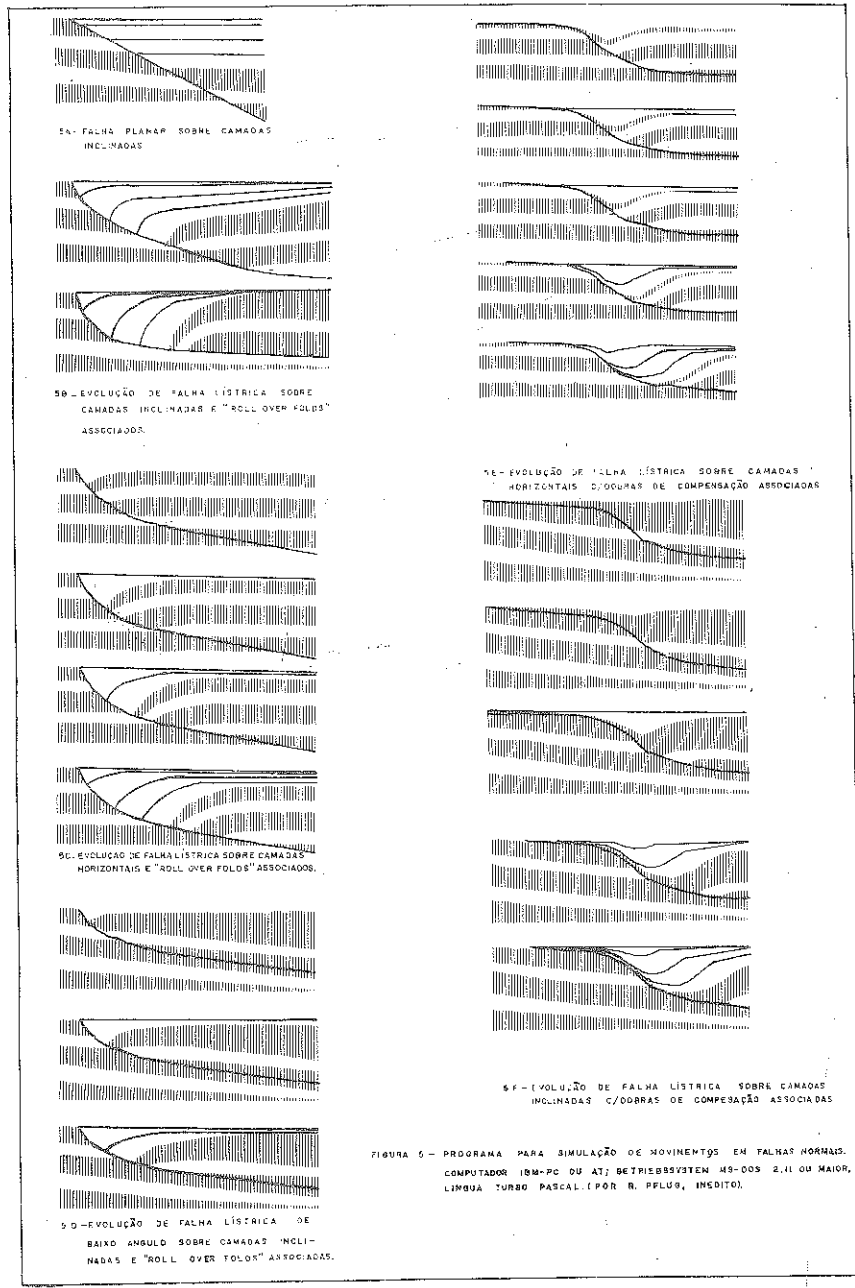


FIGURA 5 - PROGRAMA PARA SIMULACAO DE MOVIMENTOS EM FALHAS NORMAIS. COMPUTADOR IBM-PC OU AT; SISTEMA DE OPERACAO MS-DOS 2.11 OU MAIOR. LINGUA TURBO PASCAL (POR R. PFLUG, INEDITO).

FACIES EÓLICO NA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL, SUPERGRUPO ESPINHAÇO (MG)

Ivo Antonio Dossin \*

Antonio Jorge Vasconcellos Garcia \*\*

Alexandre Uhlein \*

Marcel Auguste Dardenne \*\*\*

Tania Mara Dossin \*

\* Centro de Geologia Eschwege - UFMG

\*\* Universidade Federal de Ouro Preto

\*\*\* Fundação Universidade de Brasília

ABSTRACT

The present study treats of the depositional environment of the Galho do Miguel Formation, subject to diverse interpretations. This formation consists of a mature quartzite sequence, showing tabular planar and trough cross-bedding of large dimensions, and planar structures.

These characteristics, associated with others, permit a primary interpretation as shore deposits of an eolic character. Similar features in different localities of the Espinhaço Range, assume the same depositional system for the major part of this formation.

RESUMO

Este estudo trata do ambiente deposicional da Formação Galho do Miguel, sujeito a interpretações diversas. Essa unidade é constituída por uma sequência de quartzitos finos e puros, ora com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas de grande porte, ora com estratos plano-paralelos. Essas feições remetem à interpretação dos ambientes de sedimentação correspondentes como praias, com porções permanentemente expostas retrabalhadas pelo vento. Características semelhantes às descritas neste trabalho, ocorrem em outras localidades e são sugestivas de mesmo sistema deposicional para grande parte dessa unidade estratigráfica.

1 - INTRODUÇÃO

Este trabalho pretende contribuir para o equacionamento das controvérsias relativas ao ambiente deposicional da Formação Galho do Miguel (Supergrupo Espinhaço). Estudos detalhados objetivando reconhecer, principalmente aspectos sedimentológicos da unidade, foram realizados num afloramento a sudeste de Diamantina (Figura 1), onde as exposições são especialmente elucidativas.

O Supergrupo Espinhaço compreende as sequências epiclásticas grosseiras que constituem e suportam a orografia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e na Bahia. As sequências que integram o Supergrupo têm natureza predominantemente quartzítica, com filitos, metassiltitos,



conglomerados localmente diamantíferos e vulcanismo de caráter básico associado. Na região de Diamantina, essas sequências foram subdivididas por PFLUG (1968) em oito unidades lito-estratigráficas (Figura 2): formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho, Galho do Miguel, Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, da base para o topo. As duas formações basais foram subdivididas por SCHÖLL e FOGAÇA (1979) em seis níveis designados A, B, C, D, E e F tendo sido esse último formalizado como Membro Campo Sampaio (FOGAÇA & ABREU, 1982). DOSSIN et al. (1985) e CHAVES et al. (1985), entretanto, salientaram que essa subdivisão em níveis é de validade local, representando melhor as associações litológicas observadas, um modelo de variações faciológicas verticais e laterais. Considerando seus aspectos sedimentológicos, as formações que integram o Supergrupo Espinhaço foram subdivididas por DOSSIN et al. (1984), numa abordagem preliminar, em duas porções distintas: Grupo Diamantina e Grupo Conselheiro Mata.

A idade do Supergrupo Espinhaço é uma questão ainda em aberto. A maioria dos trabalhos posicionam a unidade no Proterozóico Médio, a sedimentação tendo sucedido a estabilização cratônica do Transamazônico (ALMEIDA et al., 1976; INDA et al., 1984; DOSSIN et al., 1984). Outros autores, entretanto, consideram que a deposição da sequência ocorreu no Proterozóico Inferior (PFLUG et al., 1980).

## 2 - A FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

A seção-tipo da unidade, descrita por PFLUG (1968, pg.14), situa-se entre as localidades de Campo Sampaio e Santa Rita. A Formação tomou o seu nome do Morro do Galho do Miguel, situado a nordeste do povoado de Macacos, o qual representa a maior elevação daquela porção da Cordilheira.

A Formação Galho do Miguel possui expressão regional, configurando uma faixa de direcionamento norte-sul com distribuição principalmente na porção central da Serra do Espinhaço Meridional.

A espessura originalmente estimada, estabelecida na seção-tipo, é da ordem de 2.000 a 3.000 metros (PFLUG, 1968). SCHÖLL (1980) admite uma espessura de cerca de 500 metros para a Formação Galho do Miguel na região de Gouveia e Bandeirinha. De qualquer maneira, a ampla distribuição regional de quartzitos finos, homogêneos e monótonos, sem qualquer nível guia, aliada a dobramentos e importantes falhamentos de empurrão, dificultam sobremaneira, a caracterização mais precisa de sua espessura.

A base da Formação está em contato concordante, normalmente do tipo gradacional (SCHÖLL e FOGAÇA, 1979), e às vezes brusco (ABREU, 1981), com litologias da Formação Sopa-Brumadinho. A Formação Galho do Miguel assenta-se também discordantemente, sobre o embasamento arqueano, como pode ser verificado a norte de Gouveia. O contato superior é feito com a Formação Santa Rita.

Litologicamente, segundo sua caracterização original, a Formação Galho do Miguel é representada por uma sequência monótona de quartzitos puros, raramente micáceos, esbranquiçados, de granulometria fina a média. A mica, quando presente, é sericita sempre em quantidades muito pequenas. Minerais opacos dispersos, raramente concentrados em níveis, foram identificados como magnetita e/ou martita. Como já observado por PFLUG (1968), intercalações de filitos não são comuns e geralmente não passam de lâminas muito finas nos planos de acamamento.

Estruturas primárias encontram-se preservadas e tipificam a formação, em especial sob a forma de estratificações cruzadas de ordem métrica e alto ângulo, tabulares e acanaladas, além de estratificações plano-paralelas e marcas de onda assimétricas.

A tectônica é principalmente representada por dobras assimétricas de eixo norte-sul com xistosidade plano-axial mergulhando para leste, fortemente inclinada em relação ao acamamento. Localmente xistosidade sub-paralela ao acamamento pode ser encontrada caracterizando zonas de cisalhamento como a sudeste de Diamantina.

O grau metamórfico atribuído a essa unidade é baixo, do facies xisto verde.

## 3 - HISTÓRICO DAS CONCEPÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS SOBRE A UNIDADE

A Formação Galho do Miguel tem sido diferentemente interpretada no que tange a seus ambientes deposicionais, pelos diferentes autores que trabalharam na região, de acordo com o seguinte histórico:

- SCHÖLL & FOGAÇA (1979) - "... sedimentação em plataforma mais profunda" (p.64).
  - SCHÖLL (1980) - "águas mais profundas" (p.238)
  - SCHÖLL & TURINSKY (1980) - "plataforma mais profunda" (p.263)
  - ABREU (1981) - "deposição em plataforma profunda" (p.32)
  - MOURA & ABREU (1982) - "com base nos dados de paleocorrentes, características litológicas e dos minerais pesados ... ambientes tipicamente marinho de águas profundas" (p.25/26).
  - DOSSIN (1983) - "praial com porções permanentemente expostas retrabalhadas pelo vento" (p.33).
  - ABREU & MUNHOZ (1983) - "marinho de águas rasas" (p.224)
  - DOSSIN et al (1984) - "ambiente marinho plataformaraso a litorâneo possivelmente com porções permanentemente expostas a ação do vento" (p.3125).
  - DOSSIN & DARDENNE (1984) - "praial com porções permanentemente expostas retrabalhadas pelo vento" (p.3106).
  - FOGAÇA & SCHÖLL (1984) - "deposição em plataforma mais profunda. Contrariamente aos estudos interpretativos já realizados, não há até o momento, comprovação, nem tampouco parâmetros, de outros modelos de ambientes deposicional (como por ex. eólico) para explicar a sedimentação dos quartzitos Galho do Miguel" (p.2644).
  - DOSSIN et al (1985) - "marinho plataformaraso a litorâneo com porções permanentemente expostas a ação do vento" (p.278).
  - ABREU & KNAUER (1985) - "marinho algo mais profundo" (p.16).
  - COSTA et al (1985) - "ambiente plataformaraso em águas mais profundas" (p.107).
  - FOGAÇA (1985) - "plataforma marinha mais profunda sob influência de mares" (p.381).
  - GARCIA & UHLEIN (1986) - "eólico em condições litorâneas" (p.43)
- ### 4 - DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO ESTUDADO

Estruturas internas e estruturas superficiais, além de aspectos texturais, presentes nos quartzitos da Formação Galho do Miguel, tem sido apontados na literatura como os principais critérios diagnósticos passíveis de serem empregados para o reconhecimento de depósitos eólicos.

O afloramento trabalhado é litologicamente representado por quartzitos finos, maduros composicionalmente e bem selecionados, apresentando estratificações cruzadas cuneiformes e/ou acanaladas de médio a grande porte (2-3 até 6-10 metros; fotos 1,4,5 e 6). As superfícies que separam os sets de cruzadas caracterizam as superfícies de primeira ordem do conjunto e podem ser atribuídas a migração das dunas. Internamente os sets são marcados por superfícies de segunda ordem representativas da superposição de lâminas no lee-side da duna.

Nas litologias estudadas, estratificações cruzadas de grande porte e laminação por queda de grão (*grainfall lamination*) foram reconhecidas em termos de "estruturas internas". Acredita-se que estruturas como *climbing-ripples* e estratificação cruzada de fluxo de areia (*sand-flow cross-stratification*) poderiam ser reconhecidas na Formação através de trabalhos mais detalhados, não sendo, todavia, facilmente reconhecíveis em função do elevado grau de recristalização.

Foram também encontradas no afloramento investigado marcas de onda assimétricas de cristas sinuosas e bifurcadas superimpostas a superfícies onduladas maiores separando sets de cruzadas acanaladas (fotos 2 e 3). Localmente observam-se estratos cruzados truncando-se a baixo

ângulo ou até mesmo com tendência a tabularidade quando observados a distância. Em outras porções do pacote ocorrem cruzadas acanaladas assintóticas com "cauda longa" (Joel C. CASTRO, informação verbal).

Medidas de paleocorrentes tomadas nos *sets* de cruzadas acanaladas permitem estabelecer localmente, um sentido geral de vento para SE.

Alguns autores como (COLLINSON, 1978) admitem que áreas com depósitos de areias eólicas onde a variabilidade na direção dos ventos é via de regra baixa, são caracterizados por dunas de formas barcanas e/ou transversais. Entretanto, apesar de suspeitar-se de uma orientação predominante dos paleoventos em função do contexto litorâneo considerado para os depósitos eólicos em estudo, as formas de dunas sugeridas pelo autor supra citado são meramente especulativas, sendo necessários estudos mais detalhados na região para uma definição mais precisa de tais aspectos.

Depósitos interdunas típicos não foram reconhecidos, entretanto estes podem ser escassos uma vez que os mesmos são mais expressivos apenas em áreas com limitado suprimento de areia (COLLINSON, 1978).

#### 5 - FACIES SEDIMENTARES E AMBIENTES DEPOSICIONAIS

O aspecto mais notável dos quartzitos da Formação Galho do Miguel no afloramento estudado é o porte das estratificações cruzadas, cujos *sets* acanalados atingem dimensões de até uma dezena de metros.

O grande porte dos estratos cruzados tem sido comumente considerado na literatura típico de arenitos eólicos. Entretanto, algumas formas de leitos submarinos (comumente menores que 4 metros segundo COLLINSON, 1978), podem se assemelhar a estratos cruzados de origem eólica (WALKER & MIDDLETON, 1979).

WALKER (1974), todavia, aponta dois conjuntos de feições que podem auxiliar o reconhecimento de depósitos arenosos marinhos rasos. O primeiro é representado por uma associação de lamitos bioturbados com arenitos mostrando estruturas do tipo *hummocky* (a bioturbação evidentemente será de difícil aplicação para depósitos do Precambriano). O segundo conjunto está relacionado à presença de estratificações cruzadas de várias escalas em *sand ridges/sand waves*. A estruturação interna é caracterizada por superfícies de truncamento de baixo ângulo com pequenos *sets de cross bedding*.

A ausência de qualquer dessas feições, associada à inexistência de intervalos pelíticos expressivos, ao aspecto textural dos quartzitos predominantemente finos e bem selecionados, localmente com bimodalidade dos grãos e ao porte dos *sets* de estratificações cruzadas observadas, nos parecem evidências inequívocas de que parte dos quartzitos da Formação Galho do Miguel foram depositados em condições eólicas.

O fácies eólico reconhecido no afloramento estudado, entretanto, não é o único a caracterizar essa unidade. Recentemente em outros afloramentos na região, foi reconhecida uma outra associação litológica intercalada em litologias eólicas, caracterizada por quartzitos finos, semelhantes aos já descritos, porém com pacotes tendendo a uma maior tabularidade e com estratificações cruzadas truncadas por ondas (*hummockys*) (GARCIA & UHLEIN, 1986 e JOEL C. DE CASTRO, inf. verbal).

O reconhecimento da íntima associação destes dois lito-fácies viabiliza reconhecer uma sedimentação eólica em contexto litorâneo para as litologias do afloramento estudado. Essa interpretação é corroborada por estudos realizados em sedimentos que representam a continuidade de sul da sequência (região da Serra do Cipó, por DOSSIN, 1983 e DOSSIN & DARDENNE, 1984). Esse fato, associado às características dos quartzitos Galho do Miguel que o tipificam regionalmente, permitem extrapolar mesmo sistema deposicional para grande parte dessa unidade estratigráfica.

#### AGRADECIMENTOS

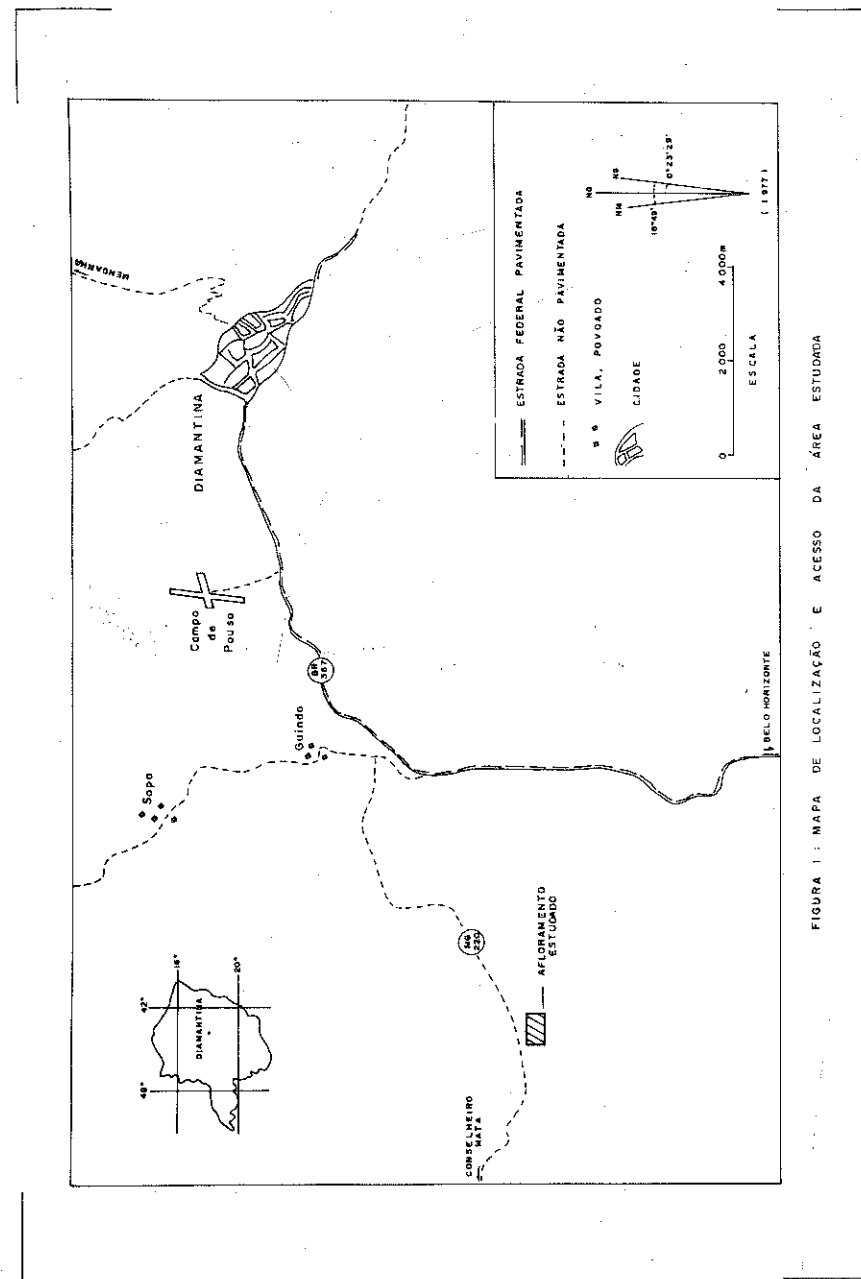
Aos colegas da Subcomissão Técnico Científica de Estratigrafia e Sedimentologia de Ouro Preto, ao Dr. Joel C. Castro (Petrobrás), ao Dr. Joachim Karfunkel, e à colega Adriana Papagna, externamos nossos agradecimentos. Somos gratos também ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelas bolsas de pesquisador concedidas a vários dos autores.

Agradecimentos especiais também à Srta. Martinha pela datilografia e ao Sr. Geraldo Dupim pelos desenhos.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, P.A.A. (1981): *Relatório da Quadrícula São João da Chapada*. Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional, Conv. DNPM/CPRM/FUNDEF/UFMG-CGESchwege, 47p (Inédito).
- ABREU, P.A.A. & MUNHOZ, D.T.V. (1983): A Reconstrução Paleogeográfica e o estudo de minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. *Anais II Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte. Soc. Bras. Geol., Bol. 3, p. 219-234.
- ABREU, P.A.A. & KNAUER, L.G. (1985): Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Supergrupo Espinhaço. *Anais V Encontro de Pesquisa*, IGC-UFMG-NAPq, p. 15-16.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & NEVES, B.B.B. (1976): The Upper Precambrian of South America. *Inst. Geoc. USP*, São Paulo, Bol. 16(7): P. 45 - 80.
- CHAVES, M.L.S.C.; DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. de (1985): *Relatório da Quadrícula Sopa*. Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional, Conv. DNPM/CPRM/FUNDEF/UFMG-CGESchwege, 62p. (Inédito).
- COLLINSON, J.D. (1978): Desert. In: READING, H.G. - *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Scient. Public., Oxford, p. 80-96.
- COSTA, R.D.; FONSECA, A.; J.W.M. & SCARPELLI, A.G. (1985): Mapeamento Geológico da Região da Serra Janela de Pedra, SE de Gouveia, MG. *Anais III Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte, Bol. 5, 100-111.
- DOSSIN, I.A. (1983): *Geologia, Gênese e Controle dos Depósitos de Manganeses Associados ao Grupo Macaúbas na Borda Ocidental da Serra do Cipó, MG (Área do Inhamé)*. Tese Mest., Univ. Brasília. Dep. Geol., Brasília 127p. (Inédito).
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A. (1984): Geologia da Borda Ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhamé). *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. Soc. Bras. Geol., p. 3104-3117.
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1984): Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em Sua Porção Meridional - MG. In: *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. Soc. Bras. Geol., p. 3118-3132.
- DOSSIN, I.A.; CHAVES, M.L.S.C.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. (1985): Geologia e Depósitos Diamantíferos da Região de Sopa, Diamantina, MG. *Anais III Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Belo Horizonte. Bol. 5, p. 276-290.
- FOGAÇA, A.C.C. & ABREU, P.A.A. (1982): Depósitos de Planícies de Marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior) Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. *Actas V Congresso Latinoamericano de Geologia*, Argentina, Vol. 2, p. 373-388.
- FOGAÇA, A.C.C. & SCHÖLL, W.U. (1984): Estratigrafia e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Região de Guinda e Gouveia (MG). *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. Soc. Bras. Geol., p. 3104-3117.
- FOGAÇA, A.C.C. (1985): Serra do Espinhaço Meridional: Geologia dos Ter-

- renos Arqueanos e Proterozóicos. Anais do III Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte. Soc.Bras.Geol., Bol.5,p.377-338.
- GARCIA, A. J. V. & UHLEIN A. (1986.) Roteiro Geológico para as atividades de campo na Região de Gouveia-Guinda-Sopa-Conselheiro Mata e Diamantina-MG Curso "Sistemas - Depositionais-Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano". CTCES- Subcomissão de Ouro Preto-SBG-11 a 20 de junho de 1986. Diamantina - MG.
- INDA, H.A.V. et al (1984): O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C. et al.: *Geologia do Brasil, Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adfã cente Incluindo Depósitos Minerais*. DNPM, Brasília; 196-260p.
- MOURA, C.G. e ABREU, P.A.A. (1982): *Relatório da Quadricula Morro do Capim*. Conv. DNPM/CPRM/FUNDEP/UFMG-C.G.Eschwege, 43p. (Inédito).
- PFLUG, R. (1968): *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais*. DNPM/Div.Geol.Min., Rio de Janeiro. Bol.142, 20p.
- PFLUG, R.; HOPPE, A.; BRICHTA, A. (1980): *Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil*. Nuevos Resultados de la Investigación Geocientífica Alemania en Latinoamérica. Tübingen, Rep. Fed. Alemanha. p.33-43.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979): *Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina*. Anais do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina. Soc.Bras.Geol., p.55-73.
- SCHÖLL, W.U. (1980): *Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil)*. Münster.Forsch.Geol.Paläont, Münster (Westf), Oktober, nº51, p.223-240.
- SCHÖLL, W.U. & TURINSKY (1980): *O espectro de minerais pesados nas sequências quartzíticas pré-cambrianas na parte sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil*. Münster.Forsch.Geol.Paläont, Münster (Westf), Oktober, nº 51, p.257.278.
- WALKER, R.G. & MIDDLETON, G.V. (1979): *Eolian Sands*. WALKER, R.G. - *Facies Models*, Geoscience Canada, Ontario, p.33-42.



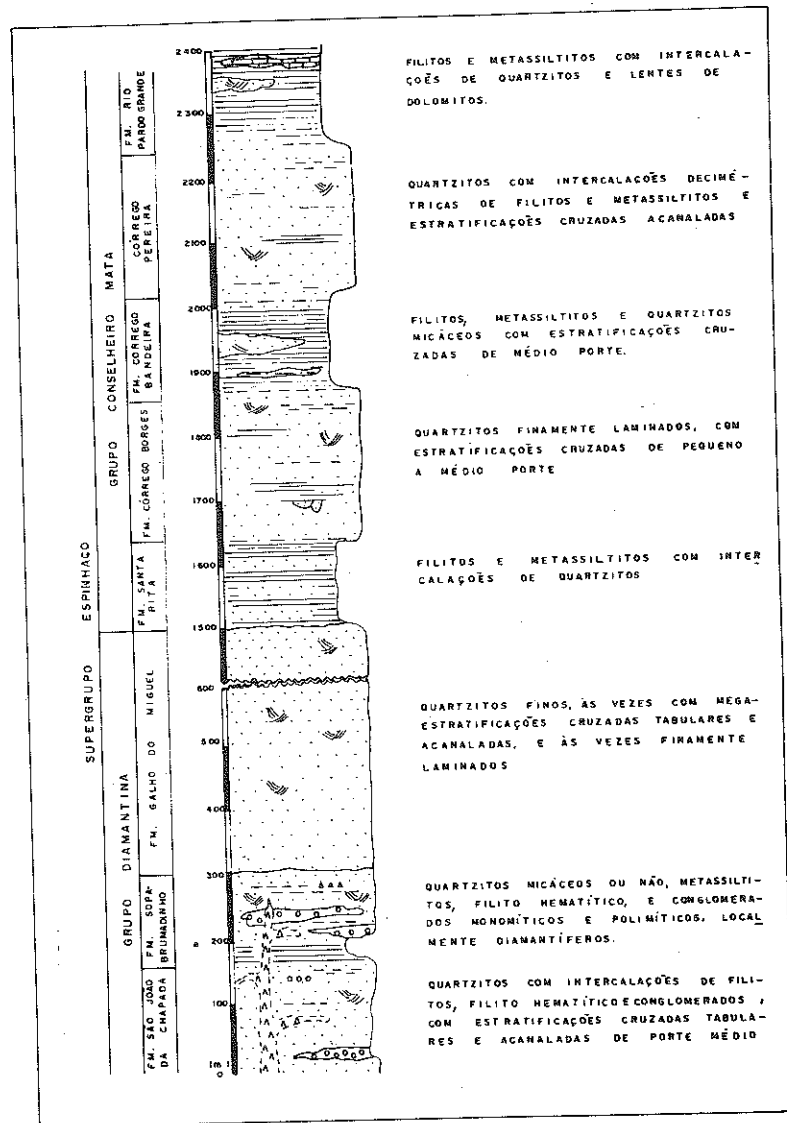


FIGURA 2: COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (MG). ( MODIFICADA DE SCHÖLL E FOGAÇA, 1979 E DOSSIN ET AL, 1984 )

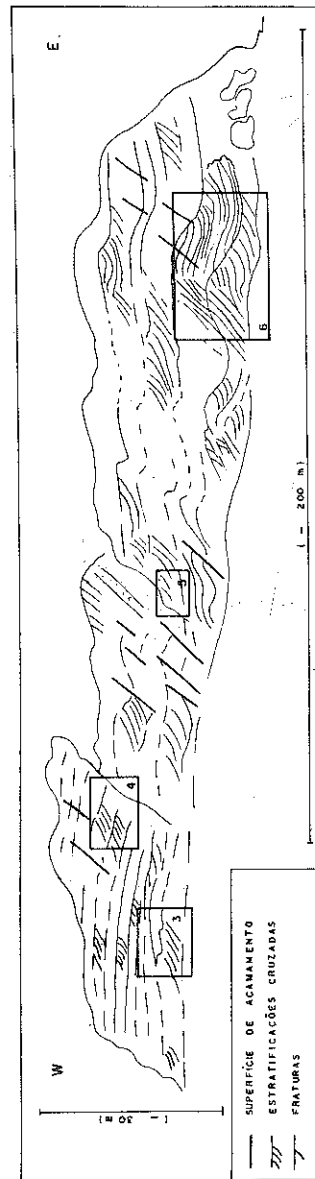


FIGURA 3: ESBOÇO DO AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO DO MIGUEL SITUADO NAS PROXIMIDADES DO GALHO DO MIGUEL SITUADO NO MARCO QUILOMÉTRICO 166 DA MG-220, COM LOCALIZAÇÃO DAS FOTOGRAFIAS 3, 4, 5 E 6, CITADAS NO TEXTO.

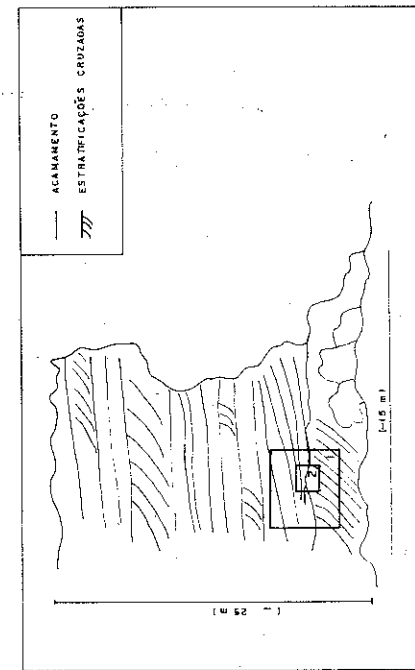


FIGURA 4: ESBOÇO DO AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO DO MIGUEL NO MARCO QUILOMÉTRICO 166 DA MG-220, COM LOCALIZAÇÃO DAS FOTOGRAFIAS 1 E 2. REPRESENTAÇÃO EM SEÇÃO COLONAR ESQUEMÁTICA DA PARTE LESTE DO AFLORAMENTO REPRESENTE NA FIGURA 3.



Foto 1. Superfície ondulada separando pacote basal de quartzitos finos com estratificações cruzadas cuneiformes/tabulares assintóticas, do pacote de quartzitos do topo com estratificações paralelas. (Localização da Foto na Figura 4).



Foto 2. Detalhe da superfície ondulada da Foto 1. Na base do pacote superior aparece contra-molde de marcas ondulares assimétricas (Localização da Foto na Figura 4).

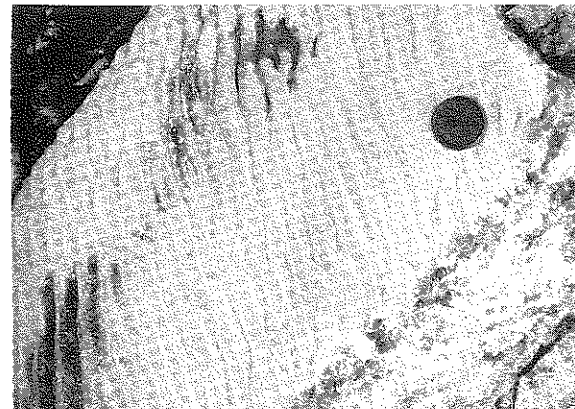


Foto 3. Detalhe das marcas de onda situadas no nível da superfície ondulada mostrada nas fotos 2 e 3.

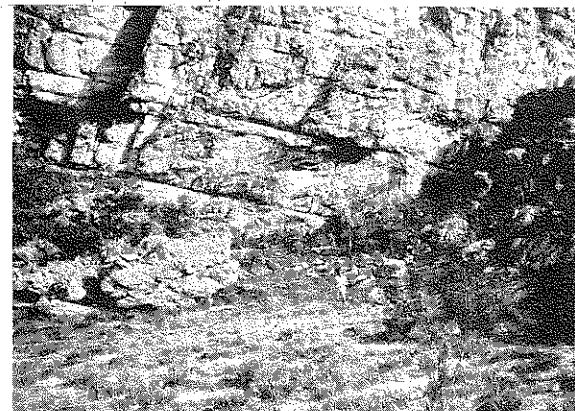


Foto 4. Pacotes de quartzitos com estratificações cruzadas de grande porte, intercalados com pacotes com estratificações plano-paralelas. Vista frontal do afloramento. (Localização da Foto na Figura 3).



Foto 5. Estratificações cruzadas cuneiformes/acanaladas de grande porte. Vista frontal do afloramento na lateral direita do morro. (Localização da Foto na Figura 3).

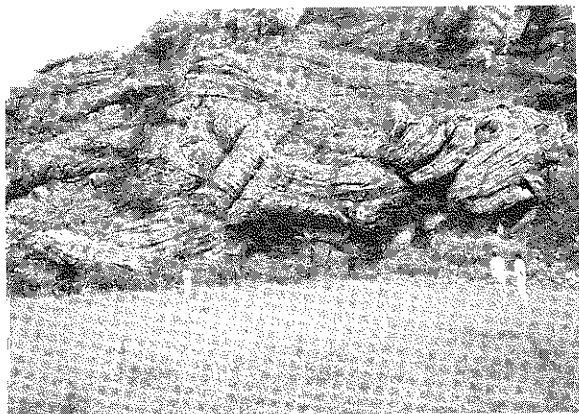


Foto 6. Truncamento de sets acanalados de estratificações cruzadas de grande porte (6-7m de espessura) (Localização da Foto na Figura 3).

ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA E TECTÔNICA DO SUPERGRUPO  
ESPINHAÇO NA REGIÃO DE PRESIDENTE KUBITSCHKE - MG

Alexandre Uhlein \*

Antônio Jorge Vasconcellos Garcia \*\*

\* Centro de Geologia Eschwege/UFMG

\*\* Universidade Federal de Ouro Preto.

ABSTRACT

They are presented aspects of the stratigraphy, sedimentology and tectonic in the Presidente Kubitschek region, located on the eastern side of Southern Espinhaço Range, based on a lithofaciologic mapping in 1:25.000 scale. The basal unit is the Crystalline Basement. Unconformably overlying the sialic basement, the rocks of the Espinhaço Supergroup are found. They are homogeneous psamitic metasediments with intercalated metaconglomerates and phyllites. The Espinhaço Supergroup show an intense thrust faulting with vergence the west, also affecting the older sequence.

1 - INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é caracterizar as relações estratigráficas, os ambientes de sedimentação e a tectônica da região de Presidente Kubitschek-MG, na Serra do Espinhaço Meridional. A região estudada abrange uma quadrícula na escala 1:25.000, totalizando cerca de 180km<sup>2</sup>, e foi mapeada nesta escala com auxílio de estudantes de diversas universidades brasileiras que participam do programa de mapeamento geológico do Centro de Geologia Eschwege.

2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Quadrícula de Presidente Kubitschek (1:25.000) está situada a cerca de 60 km ao sul-sudeste de Diamantina (Fig.1), ocupando a extremidade nordeste da Folha de Presidente Kubitschek (escala 1:100.000) do IBGE, limitada pelas coordenadas 43°30'00" a 43°37'30" de longitude, e 18°30'00" a 18°37'30" de latitude. O acesso a partir de Belo Horizonte se dá pelas estradas asfaltadas de Belo Horizonte-Curvelo-Gouveia-Datas (BR-040, BR-367 e MG.259) ou então por estrada não pavimentada, saindo de Lagoa Santa até Serro via Conceição do Mato Dentro (Fig.1).

3 - TRABALHOS ANTERIORES

A Serra do Espinhaço Meridional vem sendo objeto de estudos geológicos desde o século passado, motivados principalmente pela descoberta do diamante na região de Diamantina no início do século XVIII. Inúmeros pesquisadores contribuíram para o conhecimento geológico desta ampla re

gião, destacando-se Eschwege, Derby, Moraes, Guimarães, Freiberg e outros, cujos trabalhos encontram-se resumidos em Renger (1979). Pflug (1963, 1965 e 1968) iniciou trabalhos de pesquisa sistemática nos arredores de Diamantina, definindo as bases geológicas para a Serra do Espinhaço. Scholl & Fogaça (1979) realizaram um importante detalhamento estratigráfico no embasamento e nas unidades inferiores do Supergrupo Espinhaço.

Trabalhos de síntese sobre as concepções geológicas mais recentes podem ser encontrados em Dossin et.al. (1984) e Fogaça (1985). Mapeamentos geológicos na escala 1:25.000 em regiões adjacentes à Quadrícula de Presidente Kubitschek são os de Uhlein (1982) e Carvalho (1982), respectivamente nas Quadrículas de Serro e Pedro Pereira. Hoppe (1978) efetuou trabalho regional que abrange a área de Presidente Kubitschek, enfatizando a sedimentologia do então denominado Supergrupo Minas (atualmente Supergrupo Espinhaço).

#### 4 - Metodologia

Inicialmente procedeu-se à fotointerpretação preliminar visando um reconhecimento dos principais aspectos estruturais e seleção de áreas para mapeamento geológico. Iniciou-se a seguir a fase de campo propriamente dita com a descrição detalhada de afloramentos e levantamento de perfis transversais às estruturas geológicas definidas por fotointerpretação. No decorrer da fase inicial de mapeamento procurou-se responder as seguintes e fundamentais questões:

- a) qual o comportamento estrutural da xistosidade em relação ao acamamento (So) nos afloramentos estudados; transversal ou subparalela?
- b) qual o significado estrutural das lineações encontradas?
- c) existência ou não de horizontes-guia que pudessem ser utilizados no estabelecimento de correlações entre perfis, auxiliando, assim no empilhamento estratigráfico.
- d) qual a representatividade das litologias na escala 1:25.000, para fins de cartografia geológica?

Deste modo, o mapeamento evoluiu com a cartografia das litofácies integrantes das unidades estratigráficas aflorantes na quadrícula. Entretanto, devido a problemas de representatividade na escala 1:25.000, optou-se por cartografar associações de litofácies, tornando, desta maneira, o mapa mais confiável e representativo de conjuntos litológicos realmente mapeáveis. As associações de litofácies correspondem a litologias com características sedimentológicas afins, representatividade na escala 1:25.000 e relativa homogeneidade fotogeológica.

Com o desenvolvimento do mapeamento, procedeu-se ao levantamento de perfis e seções detalhadas, principalmente em áreas com menor deformação, visando o estabelecimento da coluna estratigráfica. Neste estágio dos trabalhos, verificou-se a necessidade de serem remapeadas certas áreas onde as falhas de cavalgamento invertiam a estratigrafia original já que estas apresentam-se subparalelas aos contatos e, muitas vezes, podem passar despercebidas.

Finalmente, procedeu-se a petrografia e microtectônica, com seções delgadas orientadas, fotointerpretação final a fim de completar o mapa geológico, elaboração de seções e interpretação final dos contextos deposicionais representados pelas distintas associações litofaciológicas caracterizadas.

#### 5 - ESTRATIGRAFIA

Na Quadrícula de Presidente Kubitschek identificou-se as seguintes unidades lito-estratigráficas: Embasamento Cristalino e Supergrupo Espinhaço (Fig.2 e 3), este por sua vez subdividido nas Formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (conforme as definições de Pflug, 1968 e Scholl & Fogaça, 1979), ambas integrantes do Grupo Diamantina (Dossin et.al. 1984).

#### 5.1 - Embasamento Cristalino

Aflora exclusivamente na porção NW do mapa geológico (Fig.2), sendo representado por dois tipos litológicos: uma rocha granítica e xistos miloníticos (Fig.2).

A rocha granítica é leucocrática, com mineralogia a base de feldspato K-quartzo-biotita-plagioclásio e aflora em grandes lajeados junto ao Córrego do Palmital situados a cerca de 400 a 500 metros fora dos limites da Quadrícula. Dentro da área pesquisada ocorre em pequenos afloramentos intemperizados, via de regra exibindo foliação milonítica e associado aos xistos. O solo, predominantemente areno-argiloso, com cristais grosseiros de quartzo e feldspato, a morfologia do terreno, suavemente ondulada e as profundas voçorocas, são indicadoras seguras de sua ocorrência dentro da área pesquisada.

Este biotita granito, de granulação grosseira, assemelha-se muito ao "Granito de Gouveia", considerado atualmente como um anatexito (granito tipo "S" segundo Hoffmann, 1983), de idade arqueana (Brito Neves et.al., 1979).

Os xistos miloníticos compreendem uma faixa com 10 a 300 metros de espessura aparente no contato entre o granito e os quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Macroscopicamente correspondem a xistos com quartzo e mica, com estrutura ocelar ("augen") que, localmente, mostram enclaves de granitoides milonitizados ou mesmo aparam-se bruscamente dentro de milonitos graníticos.

Estas rochas variam de ultramilonitos, constituídos por quartzo e sericita de granulação fina a muito fina, até xistos miloníticos e protomilonitos com feldspato, quartzo, sericita, biotita, titanita, opacos, etc. As bandas de sericita são geralmente anastomóticas, contornando porfiroclastos de quartzo com extinção ondulante, associadas a quartzito finamente poligonizado na forma de pequenas lentes e/ou camadas descontínuas. Acessórios como turmalina, na forma de pequenos cristais dispersos ou concentrados em agregados radiais e magnetita, como cristais idióblásticos com 2 a 3mm, são generalizados. Eventualmente observa-se uma xistosidade anterior (Sn-1), como reflexos entre os planos da xistosidade milonítica principal, cujo significado ainda não é bem compreendido.

Estas rochas miloníticas, associado a truncamentos nas fácies da Formação Sopa-Brumadinho, com quartzitos bastante cisalhados na base, permitiram considerar o contato como uma importante falha de cavalgamento que significa um descolamento do Supergrupo Espinhaço (cobertura) sobre seu embasamento. Estruturação semelhante já foi identificada por Carvalho (1982) na Quadrícula de Pedro Pereira, ao sul de Gouveia.

#### 5.2 - Supergrupo Espinhaço

Corresponde a totalidade dos metassedimentos da Quadrícula de Presidente Kubitschek, onde foram identificadas as Formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, ambas integrantes do Grupo Diamantina. Na Formação Sopa-Brumadinho identificou-se três associações de litofácies, denominadas A, B e C da base para o topo (Figs.3,4,5 e 6).

#### 5.2.1 - Formação Sopa-Brumadinho

A associação de litofácies inferior (A) está representada por quartzitos finos a muito finos, sericiticos, às vezes feldspáticos, com estratificação plano paralela e cruzada de baixo ângulo (A<sub>1</sub>) e com intercalações de metapelitos de espessura centimétrica até vários metros (A<sub>2</sub>), cujas cores variam de cinza claro ao verde claro com tonalidade prateada. Mineralogicamente apresentam sericita e/ou muscovita, quartzo e acessórios como hematita, turmalina e magnetita. Intercalado, ocorrem lentes de metaconglomerados diamantíferos polimíticos (A<sub>3</sub>) com matriz arenosa fina, seixos de quartzo, quartzitos, itabiritos, turmalinitos, quartzitos com fuchsita, filitos, jaspelito, com diâmetro médio de 6 a 20cms. Estes metaconglomerados afloram como lentes, alongadas segundo norte-sul e repetitivos ao longo de um mesmo perfil. Intercalados

nestes metaconglomerados podem aparecer níveis pouco espessos de quartzitos grosseiros, com grânulos e seixos esparsos, via de regra com estratificação cruzada acanalada ( $A_4$ ) e paraconglomerados com matriz argilosa ou argilo-arenosa ( $A_5$ ). A espessura desta associação de litofácies é variável, desde 20m até 100 ou 120m (Fig.4 seção FF'; Fig.5).

A associação de litofácies intermediária (B), que frequentemente se interdigita com a inferior e a superior (Fig.6), é predominantemente constituída por quartzitos grosseiros, médios, até finos ( $B_1$  e  $B_2$ ) sericiticos, com estratificação cruzada acanalada e, mais raramente tabular apresentando, geralmente, intercalações de quartzito ferruginoso, médio a grosseiro, com espessura de milimétrica a vários metros ( $B_3$ ). Estes últimos apresentam-se maciços (principalmente quando são grosseiros a microconglomeráticos), finamente laminados (quando apresentam aspecto "itabirítico") ou mesmo disseminações irregulares de hematita no quartzito branco, deixando a rocha com uma coloração acinzentada. Localmente, observa-se nos quartzitos desta fácies variações granulométricas caracterizadas por pequenos ciclos "fining up". Lentes de metaconglomerados suportados pelo grão ou pela matriz arenosa, com seixos desde subangulosos até bem arredondados, podem ser também localmente observados ( $B_4$ ). Metapelitos com espessuras centimétricas podem também ser encontrados ocasionalmente ( $B_5$ ). A espessura desta fácies é variável, chegando até 70 metros (Fig.4, seção DD' e EE'; Fig.5).

A associação de litofácies superior (C) constitui-se em um pacote subhorizontal ou suavemente dobrado em sinclinal que aflora na porção central da Quadrícula (Fig.2) e está representada por quartzitos finos, geralmente feldspáticos e sempre micáceos ( $C_1$  e  $C_2$ ), com estratificação cruzada de baixo ângulo, cruzada por ondas (hummocky) e intercalações de metapelitos sem estrutura primária preservada ( $C_3$ ). Lentes de metaconglomerados polimíticos ( $C_4$ ) podem ocorrer na sua porção basal, especialmente na passagem gradacional para a associação A (Fig.5,6). A espessura máxima aflorante na quadrícula é de 30 a 40 metros

#### 5.2.2 - Formação Galho do Miguel

A Formação Galho do Miguel apresenta quartzitos textural e composicionalmente maduros, pouco micáceos, de granulometria fina a muito fina, com estratos plano paralelos apresentando camadas métricas, com tendência a tabularidade e intervalos com estratificações cruzadas de grande porte, com "sets" de 10 a 30 metros. A espessura desta formação compreende 60 a 100 metros na área pesquisada e o contato com a Formação Sopa-Brumadinho apresenta-se concordante e gradacional (Figs 3 e 6).

Deve-se acrescentar ainda que a Formação Galho do Miguel, como evidenciado em afloramentos próximo à Diamantina (Garcia e Uhlein, 1986 e 1987, neste volume), pode ser compartimentada em pelo menos duas litofácies/associações de litofácies, uma caracteristicamente marinha rasa e outra representativa de depósitos eólicos. Todavia, neste trabalho esta formação é representada indivisa uma vez que o alvo principal do mapeamento foram as litologias da Formação Sopa-Brumadinho.

#### 5.3 - Rochas Metabásicas

Cortando os metassedimentos descritos e o Embasamento Cristalino ocorrem gabros e diabásios na forma de "sills" e/ou diques. Mostram foliação nos bordos e estrutura maciça, com esfoliação esferoidal no centro. Alguns corpos são intrusivos nas dobras suaves norte-sul, apresentando disposição irregular em mapa, como por exemplo a noroeste de Iredente Kubitschek; outros alinham-se segundo as falhas de cavalcamento norte-sul. São rochas intrusivas, pós-tectônicas, provavelmente do Proterozóico Superior (Brito Neves et al., 1979). Geralmente estão relacionadas a uma densa cobertura vegetal, solo vermelho e afloramentos na forma de matações.

## 6 - SEDIMENTOLOGIA

### 6.1 - Formação Sopa-Brumadinho

Os atributos texturais e composicionais, aliados aos tipos de estruturas sedimentares primárias preservadas nas litologias mapeadas, bem como as formas de interrelacionarem-se vertical e lateralmente, foram importantes na identificação dos contextos deposicionais de cada uma das litofácies caracterizadas (Fig. 6).

A associação litofaciológica "A" identifica a presença de um ambiente marinho raso com atuação de canais fluviais distais e o parcial re-trabalhamento por ondas do material terrígeno carregado para o corpo d'água. As litofácies  $A_1$  e  $A_2$ , componentes principais desta associação, registram a presença de uma sedimentação marinha, onde dominava a deposição apenas das granulometrias mais finas da carga detrítica carregada para o corpo d'água. A litofácies  $A_3$  é representativa de depósitos com significativo retrabalhamento por ondas, enquanto que a litofácies  $A_4$  foi originada a partir de material pelítico em suspensão.

Ainda dentro da Associação A, as litofácies  $A_4$ ,  $A_5$  e  $A_6$  identificam esporádicas atuações do sistema fluvial que abastecia de detritos continentais a região de deposição marinha. Fortes correntes trativas fluviais levaram a deposição da litofácies  $A_4$ , enquanto que a litofácies  $A_5$  deve ter sido depositada por correntes mais distais relativamente menos competentes. Os conglomerados da litofácies  $A_6$ , por sua vez, parecem representar o avanço de vigorosas correntes fluviais no domínio marinho, possivelmente erodindo parte dos depósitos pelíticos e arenosos ali depositados. Outra possibilidade para os metaconglomerados desta litofácies é a de terem sido depositados por fluxos de detritos junto a altos próximos da costa, todavia esta possibilidade nos parece mais remota. De qualquer maneira o retrabalhamento parcial por ondas em contexto marinho deve ter ocorrido sobre tais metaconglomerados mas, sua origem, entretanto, não deixa de ser caracteristicamente fluvial.

A associação de litofácies B representa a presença de um evento regressivo na bacia o qual, levou a implantação, em parte da região, de um sistema fluvial entrelaçado que, em suas porções mais distais, passa a sofrer retrabalhamento marinho (Fig.6).

O mal selecionamento, o baixo índice de segregação, o alto grau de lenticularidade e a associação com quartzitos grosseiros e imaturos texturalmente, com estratificação cruzada acanalada, permitem interpretar os metaconglomerados da litofácies  $B_4$  como de origem fluvial (Koster & Steel, 1984). Alguns metaconglomerados com seixos mais angulosos também considerados como pertencentes a litofácies  $B_4$  todavia, podem representar depósitos de fluxos gravitacionais.

Os quartzitos grosseiros a médios, ferruginosos ou não, das litofácies  $B_3$  e  $B_1$  certamente foram depositados por vigorosas correntes trativas em um sistema fluvial, possivelmente entrelaçado, tendo em vista a ausência de ciclicidade dos depósitos e a significativa ausência de pelitos intercalados (Galloway & Hobday, 1983; Scholle & Spearling, 1982).

Alguns intervalos metapelíticos ( $B_2$ ), todavia, ocorrem intercalados nos quartzitos da associação  $B_2$ ; esta litofácies parece configurar porções relativamente mais distais do sistema fluvial e, portanto, mais sujeitas a possível influência de retrabalhamento marinho.

Por fim, a associação de litofácies C, mais superior, incorpora predominantemente metassedimentos finos (quartzitos finos a muito finos  $C_1$  e  $C_2$  - e metapelitos -  $C_3$ ) representativos de um novo evento transgressivo que se processou na bacia (Fig.6).

O contexto marinho raso pode ser reconhecido nos quartzitos das litofácies  $C_1$  e  $C_2$ , onde na primeira, pode-se inclusive reconhecer a presença de estratificação cruzada truncada por ondas (hummocky) provavelmente relacionadas à ação de tempestades (Collinson & Thompson, 1982). Os quartzitos da litofácies  $C_2$  podem ser tentativamente considerados como o registro de antigas praias parcialmente retrabalhadas. Os metapelitos da litofácies  $C_3$  por sua vez representam a carga em suspensão depositada em contexto marinho.



As lentes de metaconglomerados polimíticos suportados pelos grãos da litofácies C<sub>1</sub> e presentes na base da associação, representam a recorência, em contexto marinho, dos metaconglomerados fluviais da associação B.

#### 6.2 - Formação Galho do Miguel

A maturidade textural e mineralógica, a granulometria fina e o por te das estratificações cruzadas acanaladas ("sets de até 30m de espessura) verificadas em alguns quartzitos reafirmam a presença de metassedimentos eólicos nesta unidade litoestratigráfica (Fig.6).

Todavia, como em outras regiões (Garcia e Uhlein, 1986 e 1987), uma litofácies quartzítica com forte tendência a uma certa tabularidade dos estratos e onde é possível reconhecer a presença de estruturas cruzadas truncadas por ondas (hummocky) também foi registrada na quadrícula de Presidente Kubitschek. Esta litofácies é interpretada como depositada em ambiente marinho raso submetido esporadicamente a ação de ondas de tempestades.

Deste modo, a íntima associação destas duas litofácies permite reconhecer uma sedimentação eólica, em contexto litorâneo.

O contato entre as formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel na área mapeada é caracteristicamente gradacional recorrente, com repetições, ao longo do tempo geológico, de sedimentos continentais (fluviais eólicos) e marinhos raso.

#### 7 - TECTÔNICA E METAMORFISMO

A região de Presidente Kubitschek está incluída dentro do "domínio da S<sub>1</sub>" conforme Uhlein et.al., (1986), o que significa que, nesta região predomina a S<sub>1</sub>/S<sub>2</sub>, ligada a uma tectônica de cavalgamentos, na porção estratigráfica inferior do Supergrupo Espinhaço.

Desta forma, na área pesquisada, a primeira fase (D<sub>1</sub>) foi responsável por falhas de cavalgamento norte-sul (Fig.8), com deslocamentos de massa para oeste e xistosidade S<sub>1</sub> subparalela ao acamamento (S<sub>0</sub>), com orientação N-S; 20° este (Fig.7A). As dobras são raras, mas visíveis em quartzitos ferruginosos laminados e são do tipo intrafolial, isoclinal recumbente ou mesmo monoclinicas, com porte de alguns centímetros. As charneiras são variáveis, predominando para leste, paralelas a linhação de estiramento. Segundo Nicolas (1984), o paralelismo entre eixo de dobra e linhação de estiramento é comum dentro das zonas dúcteis de grande deformação. Eventualmente, as charneiras também se orientam para norte-nordeste. Todas estas minidobras são interpretadas como sin-miloníticas. Localmente foi encontrada uma megadobra, de charneira aproximadamente NE, com rompimento do flanco invertido (dobra-falha), junto a uma importante zona de cisalhamento.

As linhações de estiramento (L<sub>1</sub>), situadas no plano da S<sub>1</sub>, são de alongamento de seixos dos metaconglomerados e mineral (Fig.7<sup>B</sup> e 7<sup>C</sup>), especialmente sericita, especularita e quartzo. Mostram orientação para este, com 10° a 30° de caimento. Representam linhações "a" e são paralelas ao eixo "X" do elipsóide de deformação (Uhlein et.al., 1986; ver Fig 8<sup>B</sup>).

A foliação S<sub>1</sub> é milonítica, fato este visível nos quartzitos, onde apresenta aspecto anastomótico envolvendo porfiroclastos de quartzo achatados (com extinção ondulante), os quais são envolvidos por quartzo finamente poligonizado, indicando processos de recuperação (Bell & Etheridge, 1973). Bandas de cisalhamento ("shear bands") podem ocorrer, subparalelas a S<sub>1</sub>, na forma de faixas estreitas com superfícies S e C (Lister & Snook, 1984) caracterizadas por uma trama de material fino que grada para zonas menos deformadas (Fig.8<sup>B</sup>). Foram descritas pela primeira vez por Hartmann et.al., (1986) na borda leste da Serra do Espinhaço.

O Embasamento Cristalino mostra, em alguns metros a gradação entre granitos pouco deformados para rochas altamente milonitizadas com diminuição do tamanho de grão e mudança na mineralogia (passagem de ro-

chas feldspáticas grosseiras para quartzo-mica xistos descritas por Mitra, 1978).

As características estruturais descritas acima permitem concluir por uma tectônica tangencial (conforme Hartmann et.al., 1986 e Herrgesel, 1985) com cisalhamento e achatamento dúctil. Mattauer et.al., (1977) indicam a importância do cisalhamento simples em estruturas deste tipo. A presença de bandas miloníticas em metassedimentos e a variação não contínua na sucessão dos estágios de deformação milonítica das rochas do Embasamento Cristalino atestam o caráter heterogêneo da deformação cisalhante.

O metamorfismo, considerado como sin-deformacional, é do fácies xisto verde médio a alto, com formação de cristais submilimétricos de cianita sintectônica a S<sub>1</sub>, próximo das zonas de deslocamentos tangenciais. Hoppe (1978) também descreve cianita sintectônica em quartzitos do Supergrupo Espinhaço a sudeste de Presidente Kubitschek, indicando um metamorfismo do "fácies xisto verde com pressões de 5 a 6 Kbar".

A segunda fase de deformação (D<sub>2</sub>) na Quadrícula estudada ocorre localmente, como amplas e suaves dobras de eixo norte-sul e plano axial fortemente inclinado para leste. Estas dobras são fracamente assimétricas com vergência para oeste e apresentam uma xistosidade incipiente em quartzitos ou clivagem de crenulação em filitos (S<sub>2</sub>) com orientação N-S 50 a 60° E (Fig.7<sup>B</sup>). A linhação (L<sub>2</sub>) é de intersecção S<sub>0</sub>X S<sub>2</sub> ou crenulação S<sub>1</sub>X S<sub>2</sub> e mostra orientação subhorizontal na direção norte-sul (Fig.7<sup>B</sup>). São dobras concêntricas, formadas por deslizamento flexural, cuja principal característica é o dobramento da S<sub>1</sub> e L<sub>1</sub> (linhação mineral). O metamorfismo associado é do fácies xisto verde baixo, com recrystallização de sericita nos planos S<sub>2</sub>. As micas desenvolvidas nos planos S<sub>1</sub> apresentam granulação maior do que aquelas da S<sub>2</sub>.

Deve-se mencionar ainda, a existência de uma clivagem de crenulação (S<sub>3</sub>) em filitos, de ocorrência localizada (por exemplo, nos afloramentos da estrada MG-259 nos arredores de Fedro Lessa) e com orientação N-S: 50-60° W e linhação de crenulação norte-sul. Ondulações decimétricas geralmente suaves, assimétricas, indicam vergência para leste. O metamorfismo associado é do fácies xisto verde baixo, com formação de sericita e minerais ferruginosos.

#### 8 - CONCLUSÕES

Através do mapeamento geológico na escala 1:25.000 da Quadrícula de Presidente Kubitschek identificou-se da base para o topo, o Embasamento Cristalino (representado por rochas graníticas e xistos miloníticos) e o Supergrupo Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel). Na primeira, foi individualizada três associações de litofácies: A, B e C. A inferior corresponde a uma sedimentação marinha com retrabalhamento de depósitos fluviais; a intermediária representa um sistema fluvial entrelaçado com depósitos gravitacionais; e a superior, uma sedimentação marinha com algum retrabalhamento fluvial e sujeita a tempestades. Na Formação Galho do Miguel, os contextos deposicionais indicam sedimentos marinhos e eólicos. Estruturalmente, a área mostra uma xistosidade S<sub>1</sub> subparalela ao S<sub>0</sub>, relacionada a falhas de cavalgamento norte-sul e linhações de estiramento (mineral e seixos alongados) para leste. A deformação é dúctil, com zonas de cisalhamento de baixo ângulo e vergência para oeste. Eventualmente alguns elementos estruturais são: dobras por ondulações norte-sul, em várias ordens de grandeza e que apresentam xistosidade S<sub>2</sub> de plano axial.

#### 9 - AGRADECIMENTOS

Este trabalho faz parte do programa de mapeamento geológico do C.G. Eschwege e, portanto, agradecimentos são devidos aos estudantes E. Sala muni, F.S. Bettega, R. Stevanato, E.L. Kampmann, J.C.S. Teran, F.T. Kops (UFPR), M.A. Batista Pereira, M.Y. Kadamoto, M.C. Rodrigues da Silva (UFMG), E.L.N. de Souza, J.C.C. Dorneles, R.M. Scopel (UNISINOS), A.M.S. Ribeiro, A.S. Ticianelli, A.B.R. Lewis, F.H. Teixeira (UFRRJ), L.A.C. Pinto, T.C.P. Santiago, A.G.O. Jales, F.R. de Abreu, S.C. Feitosa (UNIFOR), A.C.R. Martinho

J.F.B.C.de Vasconcellos (UNESP), E.H.Roesner (UnB), C.S.Andrade, H.Aoki J.R.Neto, C.M.Hercos, A.L.O.Gomes, F.Faleiros, W.J.Brunetto, J.A. de Lollo, F.C.G.Feres, S.F.M.Garcia, M.V.F.Carvalho, R.B.Torres, S.O.Magro E.O.Azevedo, M.M.de Souza, R.L.S.Ferreira (UFOP), E.M.Baches e W.Khaoule (FUFMT), que participaram dos trabalhos de mapeamento geológico da Quadrícula. Agradecimentos também são formalizados à Srta.Martinha e Geraldo, pela datilografia e desenhos.

#### 10 - BIBLIOGRAFIA

- BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. (1973) - Microstructure of Milonites and Their Descriptive Terminology. *Lithos* 6, 337-48.
- BRITTO NEVES, B.B.de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. (1979) - A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e interpretação. *Rev Bras.Geoc.* 9: 71-85, São Paulo.
- CARVALHO, A.de S. (1982) - Geologia e Gênese das Mineralizações de Quartzo no Espinhaço Meridional, Minas Gerais. Tese de Mestrado, UnB, 94pg., Brasília.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1982) - Sedimentary Structures, George Allen & Urwin, London, 194 pg.
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua Porção Meridional. *An. XXXIII Congr.Bras.Geol.*, Vol.7, pg.3118-3132, Rio de Janeiro.
- FOGAÇA, A.C.C. (1985) - Serra do Espinhaço Meridional: Geologia dos Terrenos Arqueanos e Proterozóicos. *An. 3º Simp.Geol.Minas Gerais*, Bol.nº 5, pg.377-383
- GALLOWAY, W.E. & HOEDAY, D.K. (1983) - Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration. Springer Verlag, 423 pgs.
- GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. (1986) - Roteiro Geológico para as Atividades de Campo na Região de Gouveia - Guinda - Sopa - Concelheiro Mata e Diamantina (MG) SBG - Núcleo MG, CTC de Estratigrafia e Sedimentologia, 49 pgs.Ouro Preto.
- GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. (1987) - Sistemas Depositionais do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano (neste Volume).
- HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R.; ALMEIDA ABREU, P.A. (1986) - Caracterização da Tectônica Tangencial na Borda Oriental da Cordilheira do Espinhaço Meridional (Região de Itapanhoacanga - Conceição da Mata Dentro) No prelo.
- HERRGESSL, G. (1985) - Uma Margem Continental Proterozóica na Serra do Cipó Setentrional (Serra do Espinhaço Meridional). *Anais 3º Simp.Geol.Minas Gerais SBG*, Bol.nº 5, pg.1-15 Belo Horizonte.
- HOFFMANN, C. (1983) - The Archean Peraluminous Gouveia Granite Structure, Geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil) *N. Jb.Mineral. Abh.* 146 (2): 151-169, Stuttgart.
- HOPPE, A. (1978) - Contribuição a Geologia e Paleogeografia do Sul da Serra do Espinhaço (Minas Gerais - Brasil). Tese de Doutorado. Univ.Albert-Ludwig, Freiburg, Rep.Fed.Alemanha. Tradução: A. Brichta e C.Corrêa de Barros, 90p.
- KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (1984) - Sedimentology of Gravels and Conglomerates. *Memoir 10. Canad.Soc.of Petrol. Geol.* 441 pgs.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984) - S-C Milonites. *Jorn.Struct.Geol.* Vol.6, 617-638.
- MAITTAUER, M.; PROUST, F. HICHOUAR, A. (1977) - Lineation "a" et Mecanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc.Geol.France*, 7, t.XIX, nº 4, p. 841-847.
- MITRA, G. (1978) - Ductile Deformation Zones and Milonites: The Mechanical Processes Involved in the Deformation of Crystalline Basement Rocks. *Am. Journ. Sci.* Vol.278, p.1057-1084.

NICOLAS, A. (1984) - Principes de Tectonique. Masson, 195pg.

REIUG, R. (1963) - Contribuição à Paleogeografia da Serra do Espinhaço (Quartzitos da Região de Diamantina, Minas Gerais). *DNEM, DGM, Not.Prel.Estud.* 119, 16 pg., Rio de Janeiro.

REIUG, R. (1965) - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. *Div.Geol.Min.*, Bol.226, 55pg., Rio de Janeiro.

REIUG, R. (1968) - Observações Sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. *DNEM, Div.Geol.Min.*, Not.Prel. Estudos 142, 20pg. Rio de Janeiro.

REINGER, F.E. (1979) - Evolução dos Conceitos Geológicos da Serra do Espinhaço. I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG-MG, Bol.nº 1, 9-28pg, Diamantina.

SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina. *An. 1º Simp.Geol.Minas Gerais, SBG- Bol. nº1*, 55-73. Diamantina.

SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (1982) - Sandstone Depositional Environments. *Memoir 31. AAGP.* 410pgs.

UHLEIN, A. (1982) - Geologia e Mineralizações de Cromita e Itabiritos da Região de Serro-MG. Tese de Mestrado, UnB, 189pg., Brasília.

UHLEIN, A. TROMPETTE, R.; EGÍDIO DA SILVA, M. (1986) - A Estruturação Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). Submetido a *Rev.Bras.de Geociências* (no prelo).

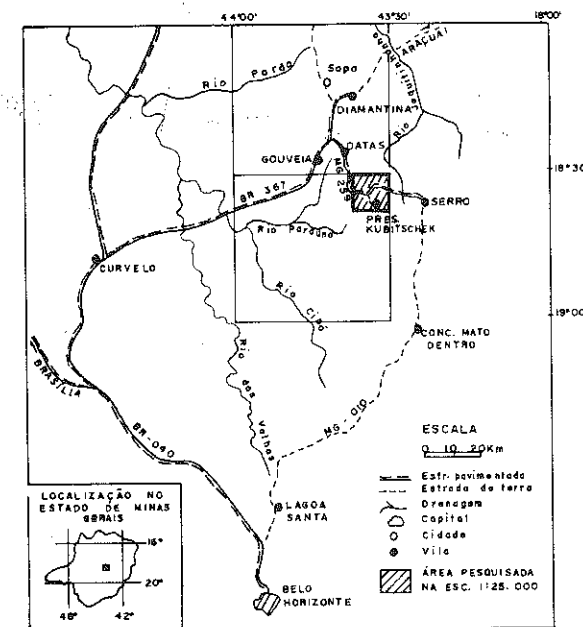
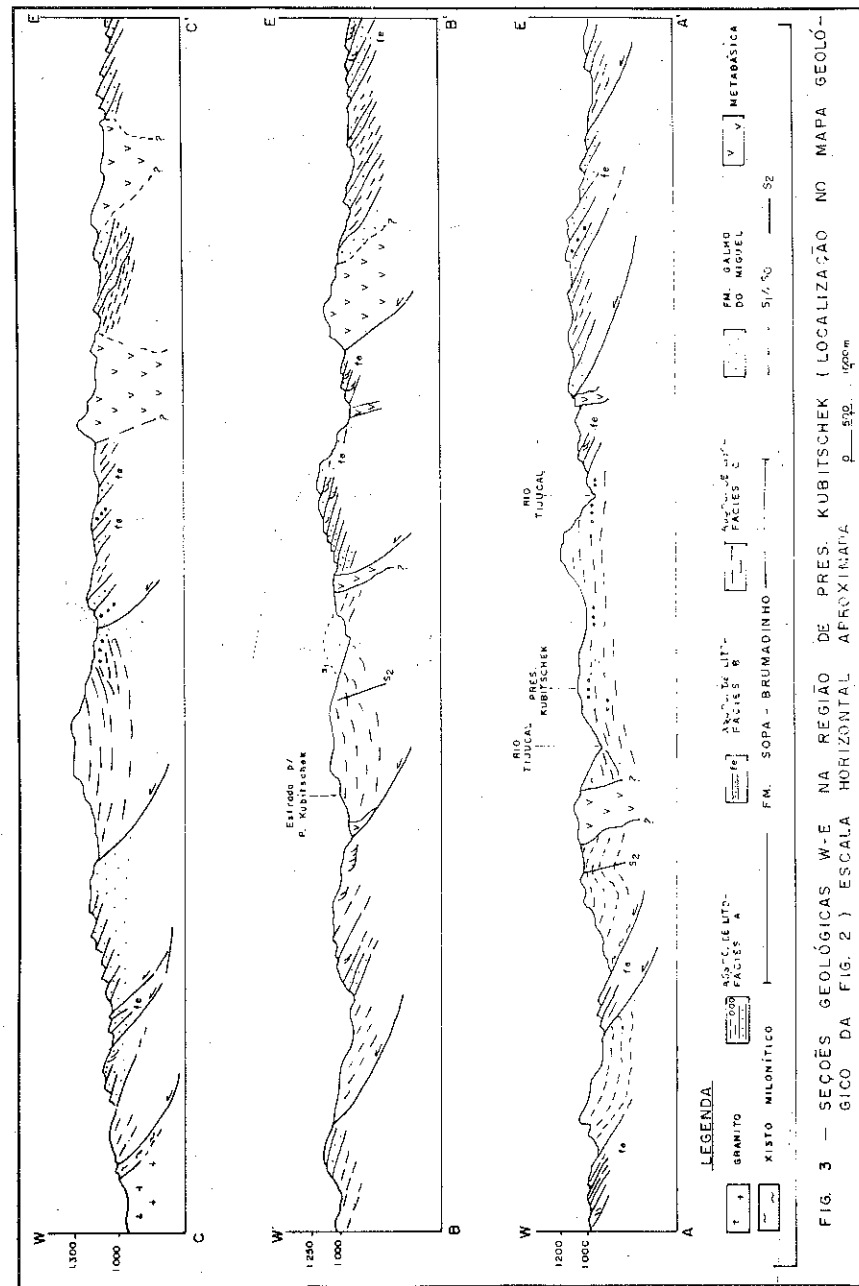
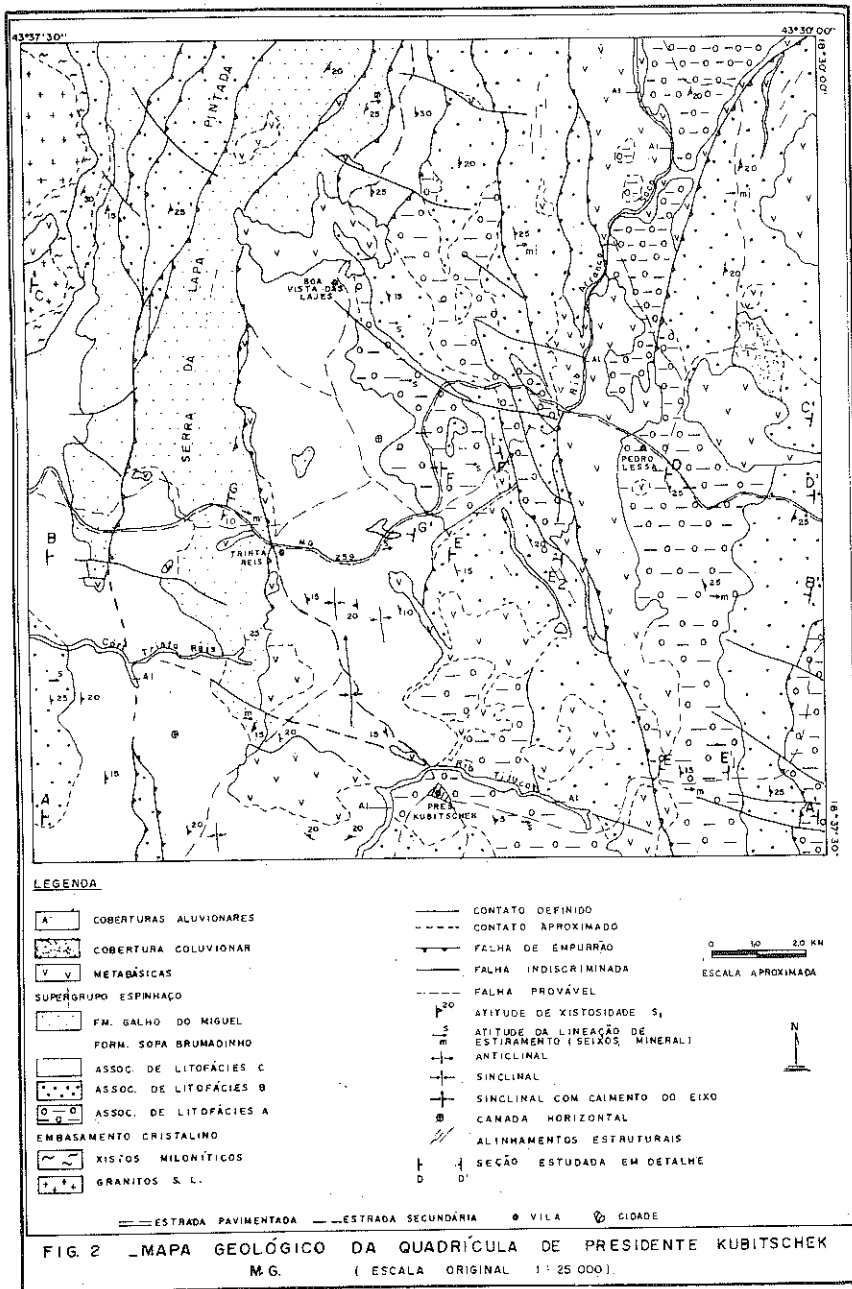


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA QUAD. DE PRES. KUBITSCHKE - MG



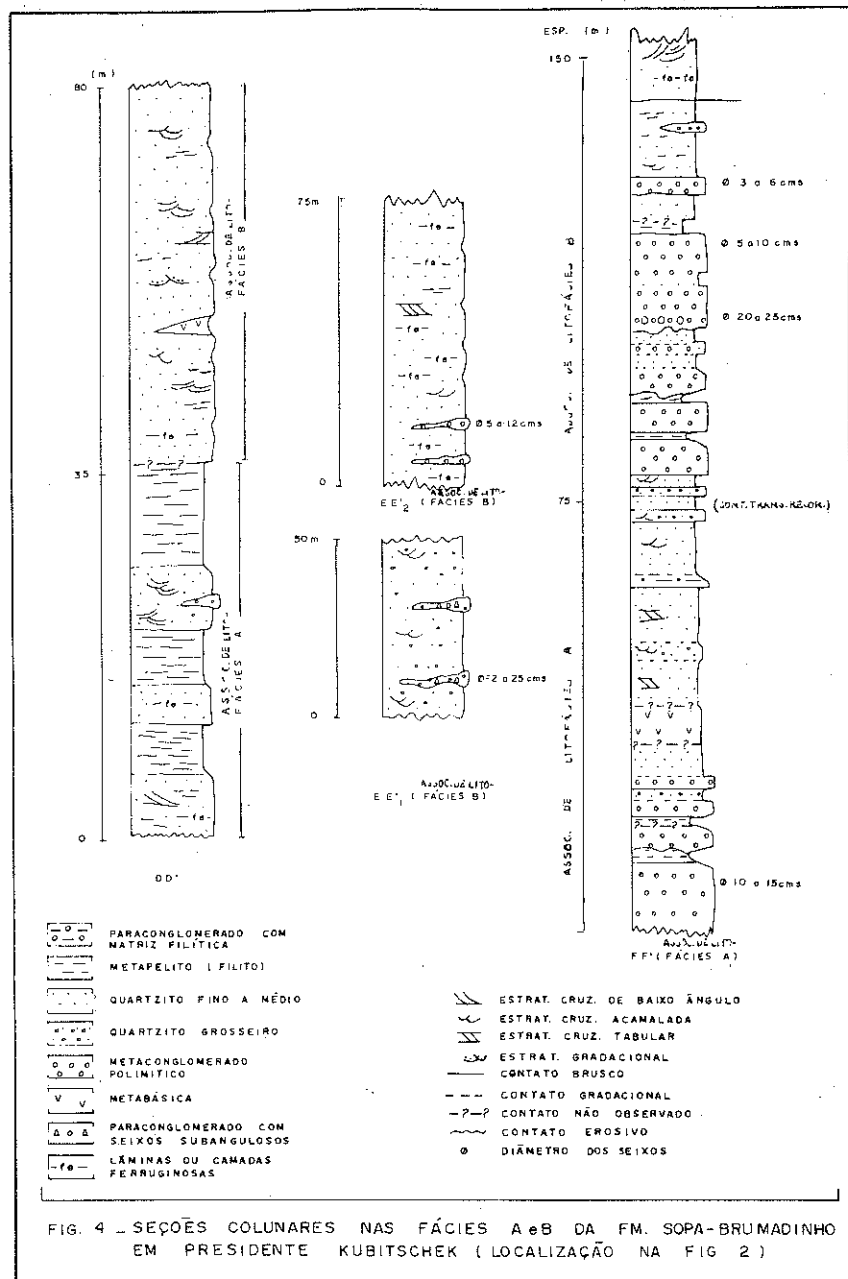


FIG. 4 - SEÇÕES COLUNARES NAS FÁCIES A e B DA FM. SOPA-BRUMADINHO EM PRESIDENTE KUBITSCHKE (LOCALIZAÇÃO NA FIG 2)

FORMAÇÃO	ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES	LITOFÁCIES	CARACTERÍSTICAS GERAIS
FORMAÇÃO SOPA I BRUMADINHO	C	C <sub>1</sub>	QUARTZITO FINO, COM ESTRAT. CRUZADA POR ONDAS (HUMMOCKY)
		C <sub>2</sub>	QUARTZITO FINO, FELDSPÁTICO, SERICÍTICO COM ESTRAT. CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO E PEQUENO PORTE ("MIL FOLHAS").
		C <sub>3</sub>	METAPELITO SEM ESTRUTURA SEDIMENTAR, COM ESPESSURA CENTIMÉTRICA A MÉTRICA
		C <sub>4</sub>	META-CONGLOMERADO SUPORTADO PELO GRÃO, POLIMITICO, SEIXOS ARREDONDADOS, COM DIÂMETRO DE 5 A 10 Cms. MATRIZ ARENOSA FINA
	B	B <sub>1</sub>	QUARTZITOS GROSSEIROS A MÉDIOS. C/ ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, ACANALADA E/OU TABULAR E NÍVEIS DE GRÂNULOS COM ESTRATIF. GRADACIONAL. SEIXOS PED. DENTRO DO "SET" DAS CRUZADAS
		B <sub>2</sub>	QZITOS FINOS A MÉDIOS, SERICÍTICOS, COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA E/OU TABULAR
		B <sub>3</sub>	QUARTZITOS MÉDIOS A GROSSEIROS, FERRUGINOSOS, MACIÇOS OU LAMINADOS EM CAMADAS CENTIMÉTRICAS A MÉTRICAS COM ESTRAT. CRUZ. ACANALADA
		B <sub>4</sub>	META-CONGLOMERADOS GROSSEIRAMENTE ESTRATIFICADOS SUPORTADOS PELO GRÃO (SEIXOS SUBARREDONDADOS COM 5 A 15cms DE DIÂMETRO) OU PELA MATRIZ ARENOSA (SEIXOS SUBANGULOSOS COM 2 A 25CM).
		B <sub>5</sub>	METAPELITOS (FILITOS) COM ESPESSURA DE ALGUNS CENTÍMETROS E SEM ESTRUTURA SEDIMENTAR
	A	A <sub>1</sub>	QUARTZITOS FINOS A MUITO FINOS COM ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA OU CRUZADA COM BAIXO ÂNGULO, ÀS VEZES FELDSPÁTICOS E SERICÍTICOS
		A <sub>2</sub>	METAPELITO (FILITO) DE COR CINZA ESVERDEADO, SEM ESTRUTURA PRIMÁRIA. ESPESSURA DE ALGUNS CENTÍMETROS ATÉ 5 A 8 METROS.
		A <sub>3</sub>	META-CONGLOMERADO GROSSEIRAMENTE ESTRATIFICADO, SUPORTADO PELO GRÃO. MATRIZ ARENOSA FINA E POLIMITICO. (SEIXOS DE QZO, QZITO, ITABIRITO, TURMALINITO, ETC).
		A <sub>4</sub>	QZITO MÉDIO A GROSSEIRO, MACIÇO OU COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZ. ACANALADA
		A <sub>5</sub>	META-CONGLOMERADO MACIÇO, SUPORTADO PELA "MATRIZ" ARGILOSA OU ARGILO-ARENOSA. SEIXOS PEQUENOS (2 A 5cms) DE QZO, QZITOS, ITABIRITOS.

FIG. 5 - SÍNTESE DA CARACTERIZAÇÃO LITOFACIOLÓGICA.

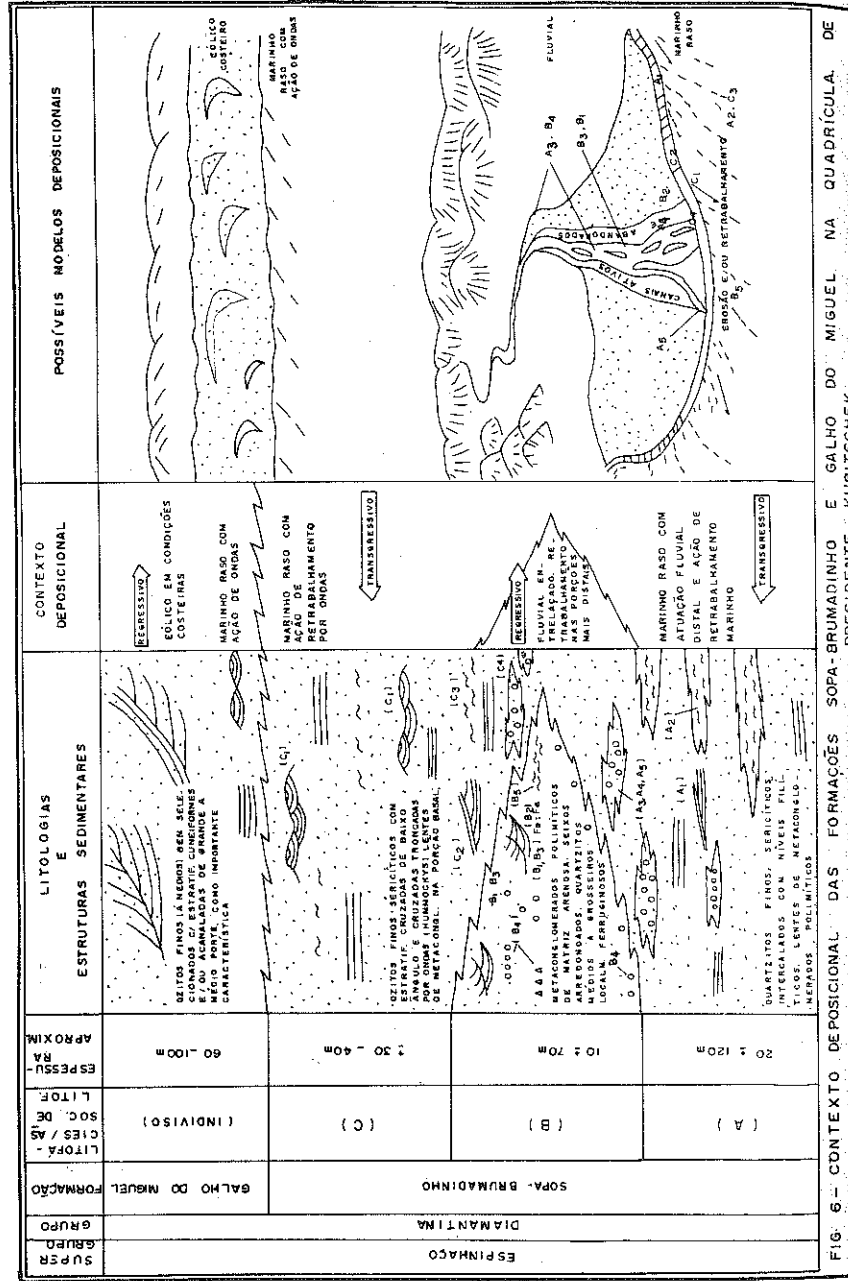


FIG. 6 - CONTEXTO DEPOSICIONAL DAS FORMAÇÕES SOPA-BRUMADINHO E GALHO DO MIGUEL NA QUADRÍCULA DE PRESIDENTE KUBITSCHKEK

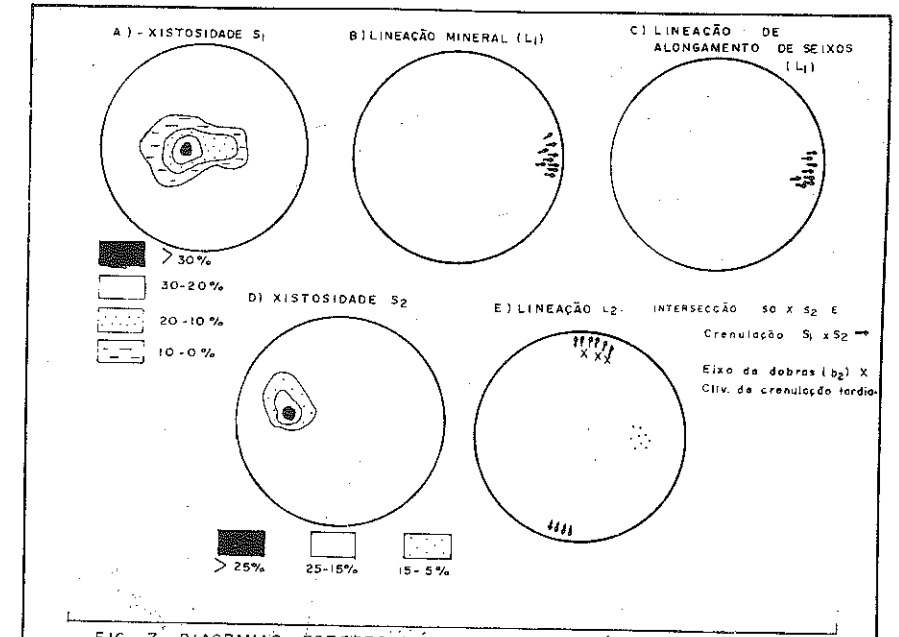


FIG. 7 - DIAGRAMAS ESTEREOGRÁFICOS (HEMISFÉRIO INFERIOR) DOS PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA QUADRÍCULA, DE PRESIDENTE KUBITSCHKEK - MG

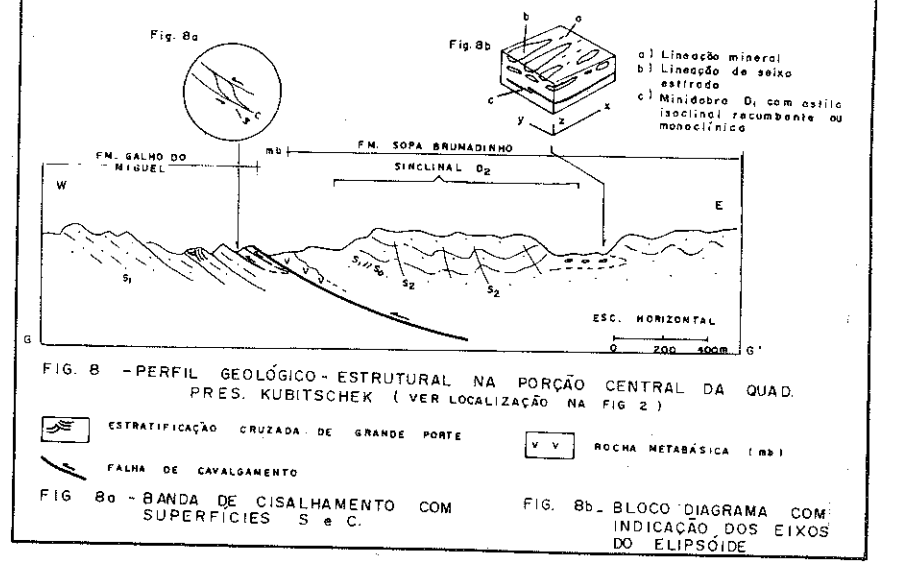


FIG. 8 - PERFIL GEOLÓGICO-ESTRUTURAL NA PORÇÃO CENTRAL DA QUAD. PRES. KUBITSCHKEK (VER LOCALIZAÇÃO NA FIG. 2)

FIG. 8a - BANDA DE CISCALHAMENTO COM SUPERFÍCIES S e C. FIG. 8b - BLOCO DIAGRAMA COM INDICAÇÃO DOS EIXOS DO ELIPSOIDE

SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO  
NA REGIÃO DE DIAMANTINA (MG)

Antônio Jorge Vasconcellos Garcia \*  
Alexandre Uhlein \*\*

\* DEGEO/Escola de Minas/UFOP - Ouro Preto - MG

\*\* Centro de Geologia Eschwege/UFMG - Diamantina - MG

**ABSTRACT**

The sedimentary basin evolution marked initially by continental deposits from fluvial origin (braided system) - São João da Chapada e Sopa-Brumadino Formations - and hearshore aeolian sandstones - Galho do Miguel Formation - for an basin advancing marine, it is found registred in the metassediments of Supergrupo Espinhaço in Diamantina Region - MG. During this evolution some short events with transgressives and regressives tendencies originated the lithologic differentions that today can be individualized in the Stratigraphic record of the Serra do Espinhaço.

**RESUMO**

A evolução de uma bacia sedimentar marcada inicialmente por depósitos fundamentalmente continentais de origem fluvial (rios entrelaçados) - Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho - e eólicos costeiros - Formação Galho do Miguel -, para uma bacia progressivamente marinha, encontra-se registrada nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina-MG. Ao longo desta evolução, uma série de pequenos eventos de tendências transgressivas e regressivas originaram as diferenciações litológicas que hoje levam à individualização das unidades litoestratigráficas deste supergrupo.

**INTRODUÇÃO**

O presente trabalho tem por objetivo divulgar uma série de considerações relativas aos contextos deposicionais e estratigráficos das litologias metassedimentares do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina-MG.

Discutir-se-á inicialmente trabalhos publicados sobre as condições paleoambientais destas litologias (QUADRO 1).

Deve-se destacar desde já a concepção dos autores de que, o conhecimento científico evolui gradativamente ao longo do tempo, favorecendo deste modo, a princípio, aqueles que mais recentemente vem desenvolvendo suas pesquisas. Todavia, o progresso científico só ocorre realmente quando os pesquisadores que se sucedem procuram desenvolver suas atividades e conclusões considerando os resultados de pesquisas anteriores, estejam eles corretos ou não. Este tipo de procedimento certamente deverá viabilizar a avaliação crítica e isenta dos conhecimentos até então adquiridos, procurando com isso selecionar os pontos de partida para o desenvolvimento de novas investigações e ao mesmo tempo eliminar concepções errôneas, a fim de evitar uma possível sucessão de enganos de interpretações baseadas em tais concepções.

#### ASPECTOS PALEOAMBIENTAIS DESTACADOS EM TRABALHOS ANTERIORES

O quadro 1 traz uma síntese das diversas concepções paleoambientais apresentadas a partir de trabalhos sistemáticos realizados na região desde PFLUG e colaboradores na década de 60.

Para o conhecimento de trabalhos anteriores a PFLUG (1963) recomenda-se a consulta a RENGER (1979), onde é apresentada uma excelente revisão da "Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço".

Inicialmente deve-se destacar que direta ou indiretamente as idéias transmitidas em alguns dos trabalhos referidos no quadro em apreço sofreram forte influência de concepções geotectônicas e/ou linhas de raciocínio geológico vigentes na época.

Desde os trabalhos de PFLUG e colaboradores, realizados na década de 60, verifica-se que pouca evolução foi registrada até a década de 80 em termos de um melhor entendimento a respeito das condições deposicionais dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Nem mesmo verificou-se uma melhor compreensão sobre a evolução sedimentar da bacia onde tais litologias foram depositadas.

O contexto deposicional marinho, desde raso até profundo, e por vezes costeiro, foi o único evocado com convicção durante um longo período, por diversos autores, para explicar a sedimentação das litologias metassedimentares do Supergrupo Espinhaço (PFLUG, 1963, 1965 e 1968; RENGER, 1970; SCHÖLL & FOGAÇA, 1979; PFLUG, HOPPE & BRICHTA-SCHOOL, 1979; 1980 e FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, 1982). PFLUG (1963), todavia menciona "as possibilidades de sedimentação por ventos e/ou rios", naquela oportunidade no entanto o referido autor "descarta" tais possibilidades, optando por considerar os quartzitos da Serra do Espinhaço como "depositados em um mar não muito profundo", com uma sedimentação controlada fundamentalmente pela ação das marés".

Em 1965, PFLUG supõe a ocorrência de "várias oscilações da linha costeira...", baseando-se na verificação de "recorrência das lentes de conglomerados". As "brechas" encontradas na Formação Sopa-Brumadinho são atribuídas a "correntes de lama do tipo fanglomerático, emigradas de terras firmes vizinhas...". "... Os diamantes teriam sido trazidos por rios vindos de oeste e distribuídos na costa". Deste modo, os conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, são considerados por aquele autor, "caracteristicamente costeiros". Das considerações expressas por PFLUG (op. cit.), observa-se que o autor não cogita a possibilidade, já apontada anteriormente por ele próprio, de que pelo menos alguns dos conglomerados diamantíferos tenham sua origem fluvial.

PFLUG (1968) entretanto, observa que as litologias da Formação Sopa-Brumadinho foram "depositadas durante um período de regressão onde provavelmente algumas partes da região estiveram temporariamente acima do nível do mar...".

Todas estas observações de PFLUG (1963, 1965 e 1968) parecem não ter afetado as interpretações que imediatamente se sucederam, uma vez que somente em ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (1983) um contexto deposicional com significativa influência continental fluvial é novamente mencionado na literatura geológica da região (QUADRO 1). Em SCHOOL & FOGAÇA (1979) verifica-se uma referência a "deposição em paleocanais" para as chas do "Nível" A da Formação São João da Chapada, paleocanais estes em "ambiente deltaico" ou "totalmente marinho", segundo estes autores. Neste mesmo trabalho os autores subdividem as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho em 6 "níveis"; os "níveis" A, B e C pertencentes à primeira e os "níveis" D, E e F à segunda".

SCHÖLL & FOGAÇA (op.cit.) defendem ainda a proposta de uma "sedimentação em plataforma mais profunda" para os quartzitos com estratificações cruzadas gigantes da Formação Galho do Miguel, apresentada originalmente por SCHÖLL (1979/80). ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (op.cit.) todavia caracterizam uma "sedimentação em águas rasas..." nos quartzitos da Formação Galho do Miguel na região de Extração-MG.

Em 1982, FOGAÇA e ALMEIDA ABREU, definem formalmente o Membro Campo Sampaio em substituição à denominação de "Nível" F para os meta-sedimentos do topo da Formação Sopa-Brumadinho, interpretados como de-

positados em um contexto de planícies de maré em águas extremamente rasas.

DOSSIN & DARDENNE (1984) apresentam algumas considerações bastante interessantes a respeito dos paleoambientais deposicionais para as unidades do Supergrupo Espinhaço na região (Quadro 1). Os metassedimentos da Formação Sopa-Brumadinho, na área por eles mapeada, são interpretados como tendo se depositado em "ambiente marinho plataforma rasa". Na região de Diamantina, entretanto, estes autores consideram que os níveis de conglomerados "caracterizam uma sedimentação de leques aluviais em borda de bacia". Deste modo, caracterizam uma "bacia de águas rasas de onde destacam-se várias elevações a partir das quais originam-se os depósitos de leques aluviais".

Os quartzitos da Formação Galho do Miguel são interpretados como depositados em "ambiente de sedimentação correspondente como praias, com porções permanentemente expostas retrabalhadas pelo vento."

Nas formações superiores, exceto a Formação Santa Rita que não ocorre na área mapeada, DOSSIN & DARDENNE (op.cit.) reconhecem um contexto "marinho costeiro de baixa energia com oscilações frequentes do nível do mar", onde registram depósitos de praias, planícies e canais de maré.

DOSSIN, UHLEIN & DOSSIN (1984) reafirmam a interpretação de uma sedimentação em ambiente marinho raso para as unidades superiores do Supergrupo Espinhaço, englobadas por estes autores no Grupo Conselheiro Mata. As unidades inferiores, integrantes do então denominado Grupo Diamantina, teriam sido depositadas em "ambiente marinho, plataforma raso e litorâneo, possivelmente com porções permanentemente expostas à ação do vento".

FOGAÇA & SCHÖLL (1984) colocam-se contrários à interpretação de um contexto eólico para a Formação Galho do Miguel, retomando a concepção de uma sedimentação marinha profunda para tais litologias. Neste mesmo trabalho, estes autores atribuem a sedimentação das Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho como marinha rasa e apontam para a segunda um "sistema deposicional tipo deltaico", de acordo com ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (op.cit.).

ALMEIDA & LITWINSKI (1984) consideram o ambiente deposicional do Supergrupo Espinhaço como "predominantemente marinho, epinerítico, de alta energia local, permitindo a movimentação de cascalhos". Admitem também que "parte da sedimentação seja continental fluvial".

SCHOBENHAUS et alii (1984) em publicação do DNPm que pode ser considerada uma atualização dos dados sobre a "Geologia do Brasil", ainda consideram a sedimentação do Supergrupo Espinhaço como tendo ocorrido em "plataforma rasa" (Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) e "plataforma mais profunda" (Formação Galho do Miguel).

DOSSIN, CHAVES, UHLEIN & ALVARENGA (1985) retomam concepções anteriores interpretando a deposição dos metassedimentos correspondentes ao Grupo Diamantina em "ambiente marinho plataforma raso a litorâneo com porções permanentemente expostas à ação do vento".

GARCIA & UHLEIN (1986) apresentam uma proposta de interpretação dos contextos deposicionais para as unidades do Supergrupo Espinhaço, objetivando fundamentalmente uma visão integrada da evolução paleoambiental para todos os conjuntos litológicos que o compõe (Quadro 1). A proposição apresentada caracteriza, em última análise, a evolução de uma bacia progressivamente mais marinha, com sedimentação predominantemente terrígena. O presente trabalho pretende apresentar com melhor detalhe, as propostas contidas na publicação citada.

Posteriormente, ALMEIDA ABREU, SALES & KNAUER (1986) apresentam um estudo de detalhe da Formação Sopa-Brumadinho na Lavra do Caldeirão nas proximidades de Sopa. Neste local os autores registram a presença de depósitos produzidos por fluxos gravitacionais, "sheet flood", atuação de "canais anastomosados" e "canais subaéreos meandros" intimamente associados a litologias "tipicamente marinhas". Tais observações permitiram a reafirmação por estes autores de constatações apresentadas por ocasião de curso sobre sistemas deposicionais realizado em Diamantina em julho de 1986 (GARCIA & UHLEIN op.cit., UHLEIN et alii, 1986), quais sejam,

um contexto deposicional do tipo "fan delta."

Pelo até então exposto verifica-se que desde as considerações de PFLUG; apenas recentemente o conceito de uma sedimentação de caráter mais continental, para as unidades basais do Supergrupo Espinhaço, vem adquirindo importância na literatura geológica sobre a região de Diamantina-MG.

Procura-se, a seguir, expor com maior nível de detalhe o entendimento atual relativo à evolução sedimentológica da sequência metassedimentar que constituem o Supergrupo Espinhaço na área em apreço.

#### **RECONHECIMENTO DOS PALEOAMBIENTES DEPOSICIONAIS DOS METASSEDIMENTOS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO DE DIAMANTINA**

Objetivando ampliar os conhecimentos sobre os contextos deposicionais das litologias metassedimentares pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, com a finalidade de orientar alunos estagiários do Centro de Geologia Eschwege, os autores iniciaram a partir de março de 1984, um reconhecimento em escala regional. A partir de junho de 1985 deu-se início ao mapeamento da Quadricula de Presidente Kubitschek, na escala 1:25.000, com o auxílio de alunos estagiários (resultados em UHLEIN & GARCIA, 1987, neste volume).

O procedimento de partir simultaneamente para estudos em escalas regional e de detalhe, trouxe uma maior confiabilidade às conclusões que ora são apresentadas, uma vez que os dados provenientes dos reconhecimentos nas diferentes escalas viabilizou uma melhor orientação das hipóteses em cada estágio do trabalho.

O reconhecimento dos contextos deposicionais em escala regional foi executado através da caracterização dos tipos litológicos, suas interrelações e estruturas sedimentares presentes, a partir de afloramentos selecionados e tidos como representativos das diversas unidades estratigráficas do Supergrupo Espinhaço na região (Figuras 1 e 2). Tais afloramentos foram posteriormente utilizados na etapa de campo de Curso "Sistemas Depositionais-Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano", realizado entre 11 e 20 de junho de 1986, em Diamantina e constam do "Roteiro Geológico" publicado naquela ocasião (GARCIA & UHLEIN, op.cit.).

As concepções apresentadas a seguir são resultantes das pesquisas realizadas pelos autores em escala regional e de discussões promovidas no decorrer do curso anteriormente mencionado. As conclusões provenientes do curso encontram-se registradas em UHLEIN, et alii (op.cit.).

#### **FORMAÇÃO SÃO JOÃO DA CHAPADA:**

Os perfis da Serra da Miúda e Morro do Chapéu - Morro da Gota (FIG. 4) foram selecionados, juntamente com algumas informações adicionais provenientes do ponto 01 do roteiro geológico elaborado pelos autores (GARCIA & UHLEIN, op.cit.), para caracterizar os aspectos sedimentológicos da Formação São João da Chapada.

Os tipos litológicos predominantes são quartzitos finos, até grosseiros, não raro com intercalações de metapelitos esverdeados (filitos). Na base da unidade ("nível" A) e por vezes recorrente em porções mais superiores ("nível" C), ocorrem corpos lenticulares de metaconglomerados e/ou metabrechas, com seixos de até 30cm de diâmetro des de subarredondados até angulosos, predominantemente de quartzitos e quartzo de veio.

Os metaconglomerados e/ou metabrechas em algumas situações contêm seus seixos caoticamente distribuídos em uma matriz essencialmente quartzosa, por vezes sericitica. Lateralmente porém, pode-se observar a individualização de pacotes em função de diferentes tamanhos de seixos. Alguns intervalos rudíticos apresentam-se na base suportados pelos grãos e no topo suportados pela matriz "arenosa" com passagem gradual para quartzitos com seixos e com estratificações cruzadas acanaladas.

Nos quartzitos são observados intervalos com aproximadamente 20/

30cm, em média, apresentando granodrecrescência granulométrica ascendente. Em algumas situações estes ciclos granodrecrescentes iniciam com quartzitos grosseiros microconglomeráticos e terminam no topo com finas intercalações metapelíticas. Os contatos são, via de regra, de caráter irregular (GARCIA & UHLEIN, op.cit.).

Estratificação plano paralela, estratos cruzados de baixo ângulo, estratificação cruzada acanalada com "sets" de até 2/4m e marcas ondulares assimétricas de cristas retas são as estruturas sedimentares primárias preservadas nos quartzitos finos a grosseiros nos 3 (três) locais selecionados para reconhecimento desta formação. O sentido geral das paleocorrentes, observado nestes afloramentos foi E/SE.

Entre os metassedimentos mais basais e os mais superiores verifica-se, ao longo do perfil levantado na Serra da Miúda, a presença de um "nível" de filito hematítico, ao qual é atribuída uma origem ígnea pelos autores que trabalharam na região.

A passagem para os quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho se faz de forma transicional/recorrente.

As características acima são atributos diagnósticos dos respectivos contextos deposicionais das litologias descritas. Deste modo, reconhece-se que o contexto de deposição fluvial é o predominante nos registros estudados da Formação São João da Chapada.

O caráter predominantemente arenoso da sequência e as estruturas sedimentares presentes permitem evidenciar um sistema fluvial de rios entrelaçados ("braided"), de lâmina d'água relativamente rasa.

A abundância de areia de granulometria fina em grande parte da sequência sugere tratar-se de depósitos em porções mais distais do sistema fluvial, onde estariam até mesmo sob a influência de retrabalhamento em contexto litorâneo.

Os pacotes de metaconglomerados e/ou metabrecha podem, em parte ter uma origem associada a fluxos de detritos, cujo material uma vez incorporado ao sistema fluvial ou litorâneo sofreria retrabalhamento total ou parcial.

O contexto marinho anteriormente reconhecido como praticamente exclusivo para os metassedimentos desta formação, deste modo, deverá ser revisto. Os autores reconhecem que a existência de registros fluviais distais e a possibilidade de retrabalhamento em contexto litorâneo asseguram a presença de um corpo d'água marinho se instalando na bacia ao longo de sua evolução. Todavia, os afloramentos visitados, tidos como típicos da Formação São João da Chapada, e descrições constam na literatura geológica da região permitem supor que realmente o contexto deposicional fluvial tem papel importante na origem dos metassedimentos desta formação.

#### **FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO:**

Também para a Formação Sopa-Brumadinho, os perfis escolhidos para análise de suas respectivas características paleoambientais foram o da Serra da Miúda e o do Morro do Chapéu - Morro da Gota (passando pela Lavra Lavrinha), complementados pelo perfil Morro do Chapéu - Lavra Brumadinho - Rio Guinda (Fig. 4).

Quartzitos finos e muito finos com intercalações de metapelitos (filitos) com espessuras de 0,5 a 1m, e que lateralmente podem atingir maior representatividade, registram a base desta formação ("nível" D), em contato transicional com a Formação São João da Chapada subjacente. Os quartzitos apresentam comumente estratificações cruzadas acanaladas e localmente foram reconhecidas feições a "drapes" de argila nos intervalos mais arenosos (perfil Morro do Chapéu - Morro da Gota).

Sucedem-se na coluna, em direção ao topo, quartzitos finos, médios e até grosseiros com estratificações cruzadas acanaladas, cruzadas de baixo ângulo e, localmente (Lavra Brumadinho) feições de deformações por "slumps" sinsedimentares, chegando mesmo à individualização de blocos. Intercalam-se nestes quartzitos, lentes de metaconglomerados polimíticos (seixos com média de 20/30cm de diâmetro e predominantemente de quartzitos, filitos, quartzo leitoso, metaconglomerados, metabre-



nitos e turmalinitos), com material intersticial arenoso (areia média) e muitas vezes diamantíferos.

O contato dos metaconglomerados com os quartzitos subjacentes é em geral irregular erosional. Em alguns locais, ocorrem intercalados nestes metaconglomerados intervalos lenticulares localmente mais arenosos onde observam-se estratos cruzados "festonados".

Estas litologias caracterizam o denominado "nível" E da Formação Sopa-Brumadinho e nelas ainda se intercalam ocasionais pacotes de metapelitos (filito).

Nas porções mais superiores deste intervalo, possivelmente já na base do "nível" F (Membro Campo Sampaio, FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, op. cit.), os quartzitos finos mostram intervalos "fining up" com estratos com tendência a tabularidade, de significativa extensão lateral. Nestes quartzitos registram-se a presença de megaondulações de formas sigmoidais com marcas de ondas superimpostas de cristas sinuosas e com várias orientações, estruturas "flaser" e níveis pelíticos parcialmente removidos. Estruturas de corte e preenchimento associadas aos estratos com tendência à tabularidade, estratificações cruzadas por "onda" ("hummockys") e lentes de metaconglomerados com seixos de até 2cm de diâmetro sugerindo retrabalhamento, são ainda aspectos observados.

Lateralmente estas litologias estão relacionadas a intervalos predominantemente metapelíticos (filíticos) onde intercalam-se lentes de quartzitos e metabrechas com seixos quase que exclusivamente de quartzitos vermelhos e quartzito de veio em matriz arenosa fina e filítica. Na base das metabrechas encontradas sobre filitos é comum a presença de abundantes fragmentos daquela litologia. A estes intervalos predominantemente metapelíticos, caracteristicamente pertencentes ao denominado "nível" F (Membro Campo Sampaio - FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, op. cit.) passam a dominar em direção ao topo quartzitos muito finos, a siltitos, micaceos com feições de micrograduação areia-silte e marcas ondulares. Gradativamente estas litologias dão lugar a quartzitos finos, puros, pertencentes a Formação Galho do Miguel.

As características observadas na sequência litológica da Formação Sopa-Brumadinho sugere a evolução de um ambiente marinho raso, insulado na bacia a partir de um rápido evento transgressivo que estratigraficamente marca a base da formação. Um contexto mais continental, configurado pelo avanço de um sistema fluvial de rios entrelaçados ("braided"), associados a leques aluviais, relativamente próximos à costa em determinados locais da bacia, define a porção mediana da unidade.

Deste modo, os quartzitos e os metaconglomerados do denominado "nível" E são interpretados como caracteristicamente de origem fluvial tendo em vista a presença abundante de estratificações cruzadas acanaladas associadas a estas litologias, o mal selecionamento dos metaconglomerados, o baixo índice de segregação e o alto grau de lenticularidade dos mesmos, além das relações laterais e verticais por elas apresentadas.

O contexto litorâneo constatado viabiliza a possibilidade de retrabalhamento total ou parcial por ondas e mares dos depósitos originalmente fluviais, a depender da posição mais ou menos distal em que os mesmos se encontram em relação a disposição dos leques aluviais.

Depósitos de "sheet flow" (correntes em lençol) podem ocorrer associados aos metassedimentos fluviais, todavia, seus reconhecimentos são considerados duvidosos até então, carecendo portanto de estudos mais detalhados.

Para o topo da sequência são reconhecidos fácies progressivamente mais distais; situações costeiras com a presença de depósitos marinhos rasos com influência de ondas e marés tornam a ocorrer indicando a atuação de um novo evento transgressivo na bacia. Este evento transgressivo é marcado pela presença de depósitos de planícies de maré com atuação esporádica de ondas de tempestades e na qual escorregavam fluxos de detritos ("debris flow") proveniente de materiais sinsedimentares semiconsolidados (metabrechas do Membro Campo Sampaio).

Todo este contexto de associações de fácies continentais fluviais

e marinho raso permite considerar segura a interpretação de uma situação deposicional por parte da Formação Sopa-Brumadinho em ambiente do tipo "fan-delta". (GARCIA & UHLEIN, op. cit.; UHLEIN et alii, op. cit.; ALMEIDA ABREU, SALES & KNAUER, op. cit.).

#### FORMAÇÃO GALHO DE MIGUEL:

No Morro da Gota, ponto final dos perfis que serviram de base para a caracterização das unidades anteriormente descritas, afloram os quartzitos finos, bem selecionados com estratificações cruzadas de grande porte pertencentes à base da Formação Galho do Miguel, neste local. Entretanto, afloramentos localizados ao longo da estrada Guinda - Conselheiro Mata (MG 220), no trecho onde aflora esta formação, são excelentes para o reconhecimento das variações internas desta espessa unidade quartzítica.

Uma litofácies muito característica desta formação é constituída por quartzitos finos, maduros composicionalmente e bem selecionados, apresentando estratificações cruzadas cuneiformes e/ou acanaladas de médio a grande porte (2 - 3m até 6 - 10m). Marcas ondulares assimétricas de cristais sinuosos e bifurcadas são encontradas superimpostas a superfícies onduladas maiores separando "sets" de cruzadas acanaladas. Em lâminas delgadas confeccionadas de tais litologias pode-se observar o caráter bimodal destes quartzitos com a individualização de lâminas de diferentes granulometrias.

Em algumas localidades verifica-se a presença de uma outra litofácies, associada intimamente à anterior, reconhecida por apresentar quartzitos em geral finos com estratos tendendo a tabularidade e contendo estratificações cruzadas truncadas por ondas ("hummockys" - Joel C. de Castro, com, verbal). Estas litologias são encontradas em afloramentos tanto sobre como subjacendo quartzitos com as cruzadas acanaladas de grande porte.

As duas litofácies descritas são perfeitamente caracterizáveis através de trabalhos de campo, todavia resta verificar a mapeabilidade das mesmas em escalas adequadas.

A importância desta mapeabilidade, que acredita-se ser possível está intimamente vinculada ao fato de que os quartzitos com grandes "sets" de estratos cruzados são interpretados como seguramente de origem eólica, não havendo na literatura disponível uma outra interpretação possível para justificar as características neles contidas. Por outro lado, os quartzitos com tendência a tabularidade tiveram sua deposição em ambiente marinho, em contexto relativamente raso e sujeito a ações de ondas de tempestades. ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (op. cit.) já identificaram uma sedimentação em águas rasas para os quartzitos da Formação Galho do Miguel na região de Extração - MG.

Deste modo o reconhecimento da íntima associação destas duas litofácies viabiliza reconhecer uma sedimentação eólica em contexto litorâneo. O registro de depósitos eólicos costeiros intercalados em sedimentos marinhos rasos, considerando tanto os do topo da Formação Sopa-Brumadinho como os pertencentes à unidade em apreço, configura uma insipiente manifestação de tendência regressiva na evolução deposicional da bacia logo suplantada pela instalação dos depósitos marinhos das unidades que se sucedem e que serão discutidas a seguir.

O contexto eólico já foi descrito anteriormente para o quartzito com estratificação cruzadas de grande porte da Formação Galho do Miguel por DOSSIN & DARDENNE (op. cit.). Entretanto, deve-se destacar que este não é o único contexto deposicional reconhecido nos quartzitos desta unidade, como já referido anteriormente.

A possibilidade de deposição em condições de plataforma profunda apontada por alguns autores (SCHÖLL & FOGAÇA, op. cit.; PFLUG, HOPP & BRICHTA, op. cit.; SCHÖLL, op. cit.; FOGAÇA & SCHÖLL, op. cit.; SCHOBENHAUS et alii, op. cit.) devera portanto ser revista, uma vez que as situações deposicionais registradas nos afloramentos estudados tidos como diagnósticos da unidade, são incompatíveis com condições de águas profundas.

#### FORMAÇÃO SANTA RITA:

O contato com os metassedimentos da Formação Galho do Miguel parece ocorrer de forma transicional uma vez que a recorrência entre depósitos eólicos e marinhos raso é evidenciada nos afloramentos estudados. Na base da Formação Santa Rita foi verificada a presença da fácies marinha da Formação Galho do Miguel (região do Batatal).

Quartzitos muito finos a finos com "ripple drift" e laminações plano paralelas, metapelitos (metassilitos e filitos), são as litologias características desta unidade.

Os quartzitos são encontrados como pacotes lenticulares de espessuras variáveis intercalados em metapelitos, tornando-se mais abundantes em direção ao topo da unidade (SCHÖLL & FOGAÇA, op.cit.), sugerindo o contato transicional para os quartzitos da Formação Corrego dos Borges.

Estruturas cruzadas truncadas por onda ("hummockys") foram reconhecidas internamente nos intervalos quartzíticos (Joel C. de Castro, com. verbal).

As relações laterais e verticais verificadas entre as litologias descritas e as estruturas sedimentares observadas sugerem a deposição em ambiente marinho raso sujeito a ação de ondas de tempestades; os pacotes lenticulares de areia (hoje quartzitos) podem ser interpretados como depósitos de barras de plataforma intercalados em pelitos.

Pelo exposto é reconhecido na Formação Santa Rita um caráter nitidamente transgressivo de seus depósitos.

#### FORMAÇÃO CÓRREGO DOS BORGES:

A Formação Corrego dos Borges foi investigada apenas em um afloramento situado na região do Batatal (Fig.2), o qual apesar de apresentar excelentes exposições, deve ser considerado como representativo de um aspecto pontual das condições deposicionais desta unidade. (Fig.5).

Quartzitos finos a médios, micáceos, apresentando laminação plano-paralela, estratificações cruzadas de baixo ângulo e truncadas por onda ("hummockys") são verificados na porção inferior da formação. Neste intervalo são encontradas também estruturas de corte e preenchimento e localmente estratificações cruzadas acanaladas. Segundo DOSSIN (com. verbal) metaconglomerados são também verificados associados a tais tipos de estruturas em outros afloramentos.

Em direção ao topo passam a ser identificados pacotes de quartzitos com grandes corpos sigmoidais apresentando "sets" de cruzadas predominando num só sentido. (Joel C. de Castro, com. verbal).

Definitivamente podem ser reconhecidas duas fácies dentro dos quartzitos que compõem o conjunto litológico da Formação Corrego dos Borges, no afloramento descrito. Uma, situada mais inferiormente, que caracteriza depósitos marinhos rasos onde sugere-se a presença de praias, sob a atuação de ondas de tempestades e a atuação de correntes e rivas canalizadas (possivelmente canais de "washover"). A segunda associação verificada, na porção superior, parece representar o avanço de uma frente deltaica sobre os sedimentos marinhos raso subjacentes (Joel C. de Castro, com. escrita, junho 1986 - in UHLEIN et alii, op.cit.).

Deste modo, a Formação Corrego dos Borges representa não só um intervalo mais arenoso entre duas unidades predominantemente metapelíticas (Formação Santa Rita e Corrego Bandeira) mas fundamentalmente, a presença de um novo evento regressivo na bacia. Contudo, este evento parece não ter deixado no registro geológico da região a presença dos depósitos tipicamente continentais representativos dos rios que carregam para o corpo marinho todo sedimento arenoso que originou os depósitos em apreço.

#### FORMAÇÃO CÓRREGO BANDEIRA:

Do mesmo modo que a Formação Santa Rita, a ausência de afloramentos desta unidade dificulta a realização de boas descrições de seu con-

junto litológico de forma mais sistemática.

O afloramento investigado da Formação Corrego Bandeira apresentou intercalações de quartzitos finos e muito finos e metassilitos cinza-escuros. Os primeiros com microestratificação cruzada, marcas ondulares e laminações lenticulares; os metassilitos apresentando laminação paralela irregular.

De acordo com a literatura (SCHÖLL & FOGAÇA, op.cit.), "ritmitos cinza-escuros parecem dominar na porção basal e superior do pacote, sendo a porção intermediária reservada para uma concentração mais elevada de quartzitos (10-15m de espessura)". Estes autores destacam ainda que os quartzitos "gradam lateral e verticalmente para filitos quartzosos e metassilitos

O contato com a unidade superior se deve dar de forma transicional, uma vez que reconhece-se no topo da sequência litológica da Formação Corrego Bandeira uma maior incidência de intercalações quartzítica entre os filitos (SCHÖLL & FOGAÇA, op.cit.).

A Formação Corrego Bandeira representa mais uma vez o domínio de condições deposicionais em ambiente marinho raso onde o aporte clástico continental sofreu uma ligeira redução. Os corpos arenosos descritos nesta formação podem representar, como na Formação Santa Rita, depósitos de barras de plataforma onde operavam tempestades ocasionais.

#### FORMAÇÃO CÓRREGO PEREIRA:

O perfil levantado na Formação Corrego Pereira ao longo da Estrada de Ferro abandonada entre a Fazenda do Ponteiro e Conselheiro Mata (Fig. 6) é aqui apresentado como representativo da porção média a superior da unidade, na localidade citada.

Quartzitos finos limpos, por vezes médios e feldspáticos, apresentando diferentes tipos de estruturas sedimentares preservadas são dominantes no perfil. Estratificações cruzadas sigmoidais, cruzadas acanaladas de médio porte, cruzadas do tipo espinha de peixe, cruzadas recumbentes, cruzadas truncadas por onda ("hummockys"), marcas de onda de pequeno porte com cristas retas e sinuosas, por vezes descontínuas e com variadas orientações, estruturas de deformacionais por fluidização, são comuns na porção inferior do intervalo descrito. Para o topo, em direção ao contato com a unidade superior, ocorrem microestratificações cruzadas por onda, marcas ondulares de pequena amplitude e comprimento de onda, associadas a níveis com intercalações metapelíticas onde são observadas estruturas lenticulares contorcidas e "diques de areia" - (ver fig. 6 para localização das estruturas na sequência litológica descrita).

Todo o intervalo descrito, até o contato com a Formação Rio Pardo Grande, traz evidências de ter sido depositado em ambiente marinho raso sob atuação de marés e de ondas. Os depósitos produzidos neste contexto estavam portanto sendo retrabalhados pela atuação dos dois agentes principais ali atuantes. Possivelmente, após períodos de atuação de fortes ondas a atuação de marés promovia o retrabalhamento das areias produzindo extensas planícies arenosas intermare.

#### FORMAÇÃO RIO PARDO GRANDE:

Em contato transicional recorrente com os metassedimentos predominantemente quartzosos da Formação Corrego Pereira estão os metassilitos creme e pretos intercalados em quartzitos muito finos, metargilitos e lentes de dolomito da Formação Rio Pardo Grande. Estruturas cruzadas sigmoidais com ondulações superimpostas são comuns nos quartzitos. Laminação lenticular e "wave" além de estruturas de fluidização foram registradas nos intervalos de intercalações entre quartzitos e metapelitos.

O predomínio de metapelitos e a associação das litologias caracterizadas nesta unidade registra novamente a presença de uma fase transgressiva na bacia. Todavia, o contexto deposicional marinho raso com ação de ondas e marés não se vê alterado.

A sedimentação carbonática verificada nesta unidade talvez seja representativa do início da formação de uma plataforma carbonática que teria sido sustada pelo evento glacial que passou a atuar na região no pré-cambriano superior (in UHLEIN et alii, op. cit.).

#### CONCLUSÕES

Das interpretações paleoambientais constantes nesta unidade pode-se observar que as formações superiores do Supergrupo Espinhaço permanecem sendo consideradas como depositadas essencialmente em ambiente marinho, tendo sido realizado apenas algum detalhamento em termos da concepção da evolução paleoambiental entre as mesmas (Fig. 3).

Dentre as unidades inferiores, entretanto, as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho tiveram seus contextos deposicionais revistos. A evolução dos paleoambientais destas formações juntamente com os da Formação Galho do Miguel marcam a passagem de um domínio deposicional predominantemente continental para um caracteristicamente marinho, assinalando deste modo condições gerais de tendências transgressivas em toda a bacia (Fig. 3).

Todavia, algumas das unidades superiores apresentam os registros de períodos de maior aporte clástico continental (Formação Corrego dos Borges e Corrego Pereira).

Um aspecto notável em grande número dos trabalhos anteriores é o de que os metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho são amplamente considerados marinhos e/ou costeiros, enquanto os quartzitos com grandes "sets" de estratificação cruzada da Formação Galho do Miguel são igualmente nestes trabalhos considerados como depositados em ambiente marinho profundo.

Sabe-se, no entanto que, por exemplo, conglomerados retrabalhados em ambiente marinho e/ou costeiro apresentam via de regra corpos com tendência a persistência lateral (CLIFTON, 1973), apresentam um arcabouço bem selecionado em camadas individuais, características estas que não são comuns nos metaconglomerados em questão.

Os estratos cruzados de grande porte nos quartzitos limpos e bem selecionados da Formação Galho do Miguel por sua vez não apresentam justificativas para que continuem sendo interpretados como de águas profundas sendo o contexto eólico o mais consistente de acordo com o que já foi anteriormente exposto.

As figuras 7A e 7B apresentam uma tentativa de representação esquemática dos contextos deposicionais reconhecidos no Supergrupo Espinhaço, na região de Diamantina-MG.

#### AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi elaborado graças ao apoio direto ou indireto fornecido aos autores pelas entidades nas quais exercem suas atividades profissionais ou apoiam suas atividades de pesquisa, quais sejam, Universidade Federal de Ouro Preto, Universidade Federal de Minas Gerais, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq e Sociedade Brasileira de Geologia - SBG.

Os autores agradecem ainda aos companheiros da Comissão Organizadora do "Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano" - (CTCES-Subcomissão de Ouro Preto) pelo incentivo e inestimável apoio. Aos colegas do Centro de Geologia Esclwegee que nos auxiliaram na localização de alguns dos afloramentos estudados, Ivo Antônio Dossin, Luiz Guilherme Knauer, Mário Luiz de Sa Carneiro Chaves e Pedro Angelo Almeida Abreu, nossos agradecimentos acompanhado do desejo de que o espírito de cooperação científica apresentado por eles se intensifique em nosso meio de trabalho.

Por fim, agradecemos a todos aqueles pesquisadores que, ao longo de várias décadas nos legaram um inestimável volume de informações a respeito da Geologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais; sem eles certamente o estágio atual de conhecimento da região não seria o então verificado.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA ABREU, P. A. & MUNHOZ, D.T.V. (1983) - A Reconstituição Paleogeográfica e o Estudo dos Minerais pesados como indicativos de Áreas Fontes Primárias dos Diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. At. Simp. de Geologia de Minas Gerais pg. 219-234 - Belo Horizonte.
- ALMEIDA ABREU, P.A. ; SALES, J.C.S. & RINAUER, L.G. (1986) - Estudos de Facies Sedimentares e Sistemas Depositionais na Lavra dos Caldeirões e Adjacências, Distrito de Sopa (Diamantina, MG). An. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia V. 1: 368-376. Goiânia.
- ALMEIDA, F.F & LITWINSKI, N. (1984) - Província Mantiqueira. Setor Setentrional ... Supergrupo Espinhaço. ( 292-296)
- in ALMEIDA F.F & HASUI, Y - 1984- O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda. 377p)
- ALVARENGA, C.J.S. (1982) - Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração (Diamantina-MG). An. XXXII Cong. Bras. de Geologia, V. 1: 168-176. Salvador-BA.
- CLIFTON, (1973) - Pebble Segregation and Bed Lenticularity in Wave-Worked versus alluvial gravel - Sedimentology 20: 173-187.
- COLLIN SON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1982) - Sedimentary Structures, George Allen & Unwin, London, 194 pg.
- DOSSIN, I.A. & DARDEENNE, M.A. (1984) - Geologia da Borda Ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhame). An. XXXIII Congr. Bras. de Geologia, Rio de Janeiro.
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em Sua Porção Meridional - MG. An. XXXIII Congr. Bras. de Geologia. pg 3118-3131. Rio de Janeiro.
- DOSSIN, I.A. CHAVES M.L.S.C.; UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S. (1985). Geologia e Depósitos Diamantíferos da Região de Sopa, Diamantina-MG At. 3ª Simp. de Geologia de MG. SBG. Núcleo MG. Bol. nº 5, pag 276-290. Belo Horizonte.
- FOGAÇA, A.C.C. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1982). Depósitos de Planícies de Marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozoico Inferior) Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. Quinto Congresso Latino Americano de Geologia, ACTAS, II: 373-388, Argentina.
- FOGAÇA, A.C.C. & SCHOLL, W.U. (1984) - Estratigrafia e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozoicas da Região de Guinda e Gouveia (MG). An. XXXIII Congr. Bras. de Geologia. p. 2638-2653. Rio de Janeiro.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. (1983) - Terrestrial Clastic Depositio-nal Systems. Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration. Springer Verlag. 423 pg.
- GARCIA, A.J.V. & UHLEIN, A. (1986) - Roteiro Geológico para as atividades de Campo na Região de Gouveia - Guinda - Sopa - Conselheiro Mata e Diamantina (MG). Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Curso 01 - Sistemas Depositionais - Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano. CTCES. SBG. Subcomissão de Ouro Preto. SBG - Núcleo de MG, 49 pg. Diamantina, 11 a 20 de junho de 1986.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. (1982) - Structures and Sequences in Clastic Rocks. SEPM; Short Course nº 9.
- HOPPE, A. (1980) - Geology and Petrography of the Middle Precambrian in the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Precambrian Research, 13: 275-296.
- KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (1984) - Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Memoir 10. Canad. Soc. of Petrol. Geologia 441 pg.
- METAMIG, (inédito) - Mapa Geológico da Serra do Espinhaço Meridional. Compilação na escala 1: 250.000.
- MUTINHO DA COSTA, L.A. & INDA, H.A.V. (1982). O Aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra nº 2: 13. 18. SBG.
- PFLUG, R (1963). Contribuição à paleogeografia da Serra do Espinhaço. Quartzitos da Região da Região de Diamantina, Minas Gerais. Notas Preliminares e Estudos. MME. DNPM. DGM nº 119. 16p. RJ.
- PFLUG, R. (1965). A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais, MME. DNPM. DGM. Bol. nº 226. 55p. RJ.

PFLUG, R. (1968) - Observações Sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. MME. D.N.P.M. DGM. Notas Preliminares e Estudos nº 142. 20pg. RJ.

PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. (1974) - Sedimentary Structures of the Santa Rita Formation, Minas Supergroup. at Curumatai, Minas Gerais. An Acad Bras. Ciênc.; 46 (1): 127-131. Rio de Janeiro.

PFLUG, R.; HOPPE, A. & BRICHITA, A. (1980) - Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Univ. de Freiburg i. Br.; Rep. Fed. da Alemanha. pgs. 33-43.

RENGER, F. (1970). Fácies e Magnetismo da Série Minas na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. IBC-SERAC. MG. 1. 42p.

RENGER, R.E. (1979). - Evolução dos Conceitos Geológicos da Serra do Espinhaço. At. do Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG - Núcleo MG, Diamantina p. 9-27.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. - Geologia do Brasil. M.M.E. . Brasília.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C., (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina (MG). At. do I Simp. de Geologia de Minas Gerais. Diamantina.

SCHÖLL, W.U. (1980) - Estratigrafia, Sedimentologia e Paleogeografia na Região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Münster. Forsch. Geol. Palaont. 51: 223-240. Münster.

SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D (1982) Sandstone Depositional Environments AAPG Memoir 31. 410 pg.

UHLEIN, A. & DARDENNE, M.A. (1984) - Estratigrafia e Tectônica da Região do Serro (MG), Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional. An.V Cong. Bras. de Geologia p. 2289-2301. Rio de Janeiro.

UHLEIN, A.; FARIA, A.; GARCIA, A.J.V.; AMARAL, A.J.R.; ALVARENGA, C.J.S GUIMARÃES, E.M.; SOUZA FILHO, E.E.; ALKIMIM, F.F.; SOUZA SAES, G.; DU PONT, H.S.; SEER, H.J.; DOSSIN, I.A.; CASTRO, J.C.; PERINOTTO, J.A.; MORAES, L.C.; CHAVES, M.L.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; DOSSIN, T.M. (1986) Pareceres, sugestões e recomendações provenientes da mesa redonda de encerramento do Curso 01, Sistemas Depositionais - Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano - Diamantina 11 a 20 de junho de 1986. (Texto preliminar enviado aos participantes do curso para análise em novembro de 1986) CICES - SBG - Subcomissão de Ouro Preto - SBG - Núcleo de MG (texto final neste volume)

UHLEIN, A. & GARCIA, A.J.V. (1987) - Estratigrafia, Sedimentologia e Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Presidente Kubitschek MG. Simpósio Sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano. CICES - SBG - Subcomissão de Ouro Preto - SBG - Núcleo de MG (neste volume).

VIVEIROS, J.F.M. & WALDE, D.M.G. (1976) - Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. Münster. Forsch. Geol. Palaont., H. 38/39, s. 15-27, Münster.

UNID. ESTRAT. FORMAIS/INFORM. ATUALM. DESC. NA LIT.		PFLUG(1963)	PFLUG(1965)	PFLUG(1968)	RENGER (1970)	
SUPERGRUPO DIAMANTINA	GRUPO CONSELHEIRO MATA	FM RIO PARDO GRANDE	Através do estudo de estratificações cruzadas, o autor conclui que os quartzitos da Serra do Espinhaço tiveram uma sedimentação controlada fundamentalmente por ação de mares. As possibilidades de sedimentação por ventos e/ou rios são cogitadas, porém descartadas com base nas características "bipolares de estratos cruzados e na granulometria grossieira dos quartzitos estratificados. Os quartzitos, portanto, são considerados como "depositados em um mar muito profundo". O aumento das intercalações de filito para NE é considerado indicativo do aprofundamento do mar neste sentido. "A SW existia uma elevação submarina ou mais provavelmente um continente que forneceu material destruído". Segundo o autor "paralelo a esta elevação existia um sistema de ventos ou uma corrente marinha com direção para noroeste...."	Proposta de individualização de B formações para a então denominada "Série Minas" na região de Diamantina. "Em parte as formações descritas... Foram delimitadas somente nas fotos aéreas, processo que geralmente não é aconselhável".	MIOGEOSSINCLINAL	
		FM CÔRREGO PEREIRA				FM RIO PARDO GRANDE
		FM CÔRREGO BANDEIRA				FM CÔRREGO PEREIRA
		FM CÔRREGO DOS BORGES				FM CÔRREGO BANDEIRA
		FM SANTA RITA				FM CÔRREGO DOS BORGES
		FM GALHO DO MIGUEL				FM SANTA RITA
		NÍVEL F (MB. CAMPO SAMPALÓ)				FM GALHO DO MIGUEL
		NÍVEL E				FM Sopa-Brumadinho deposição em amb. marinho-costeiro. "depositeda durante um período de regressão... prova velmente algumas partes da região estiveram temporariamente acima do nível do mar".
		NÍVEL D				FM SÃO JOÃO DA CHAPADA.
		NÍVEL C				
NÍVEL B						
NÍVEL A						

GRUPO CONSELHEIRO MATA		SCHÖLL (1979/80)	SCHÖLL & FOGAÇA (1979)	PFLUG, HOPPE & BRICHTA (1979)	SCHÖLL (1980)
GRUPO CONSELHEIRO MATA	FM RIO PARDO GRANDE	(NÃO AFLO- RANTES NA ÁREA MAPE- ADA.)	+60m - deposição em zonas subtidais e intertidais" (Torquato e Fogaça, 1979 sugerem q. a FM R. Pardo saia do SG Espinhaço e seja incluída no Grupo Macaúbas.	FM. GALHO DO MIGUEL	
	FM CÔRREGO PEREIRA		+250m - "ambiente de águas rasas (intertidais)"		
	FM CÔRREGO BANDEIRA		+100m "ambiente deposicional de baixa energia e pouca profundidade"		
	FM CÔRREGO DOS BORGES		+100m "ambiente de deposição em águas rasas (intertidais)"		
	FM SANTA RITA		100-250m considerada como depositada "possivelmente" no m/m ambiente q. a Form. Galho do Miguel (plat. prof.)		
GRUPO DIAMANTINA	FM GALHO DO MIGUEL	Sedimentação em plataforma + profunda" (Índice de maturidade dos sedimentos e principalmente pelo porte das estratificações cruzadas gigantes!).	500-3000m "sedimentação em platf. mais profunda" com "desloc. da linha costeira p/ W e concomitantemente afundamento da bacia!"	"Sedimentação em plataforma + profunda". "Muitas vezes uma discordância erosional separa esta unid. das subjacent.	
	NÍVEL F (MB. C. SAMPAIO)	Definição de 6 níveis informais nas rochas S. João da Chapada (A, B e C) e Sopa-Brumadinho (D, E e F). "Um dos melhores indicadores para ambiente rasos são marcas de ondas simétricas de oscilação presentes nos níveis C e E. Portanto o autor conclui por uma "sedimentação em águas bastante rasas de energia elevada (intratidal)".	Nível F (25-30m) "a genese das metabrechas n. é segura, mas talvez resulte de correntes de lama na bacia de deposição"	Conglomerados de amb. marinho raso"	"Do nível A ao D, pe- los tipos de estrat. cruzada e variação granulométrica, constata-se uma redução contínua na energia do meio de sedimentação, fato vinculado a contínua subsistência da bacia sedimentar. A sedimentação do nível E ocorreu em águas bastante rasas e energia elevada (intratidal)".
	NÍVEL E		Nível E (50-60m) "energias elevadas e águas rasas (intertidais)"		
	NÍVEL D		Nível D (30-35m)		
	NÍVEL C		Nível C (100-185m) "deposição p/ mares ou águas pouco profundas"		
	NÍVEL B		Nível B (20m) "origem magnética"		
NÍVEL A	Nível A (30m) "deposição em paleocais em ambiente deltaico ou totalmente marinho".				

GRUPO CONSELHEIRO MATA		ALVARENGA (1982)	FOGAÇA & ALMEIDA ABREU (1982)	ALMEIDA ABREU & MUNHOZ (1983)	DOSSIN & DARDENNE (1984)
GRUPO CONSELHEIRO MATA	FM RIO P. GRANDE				"oscilaç. frequentes do nível do mar... condiç. ora subltorâneas de ág. rasas ora de ág. rasas c/nível de energia mais elevado..."
	FM CÔRREGO PEREIRA				"...reco do mar... ág. mais agitadas, canais de mare (conglom. e quartzitos gros. com est. cruz. acanal. amb. sublt. de águas calmes..."
	FM CÔRREGO BANDEIRA				"...sediment. em condiç. subltor, sob uma lâmina de ág. calmas, fora da influênc. de ondas (na base)... (para o topo) condiç. alterad. sediment. amb. ág. + rasas e agitadas."
	FM C. DOS BORGES				"...amb. marinho costeiro de praia até ág. rasas submetidas a influênc. de correntes de mare..."
	FM SANTA RITA				(POSICIONAMENTO TECNICO)
GRUPO DIAMANTINA	FM GALHO DO MIGUEL				"Sediment. em águas rasas, indic. p/ laminação fina e estrat. cruzada do tipo espina de peixe..."
	NÍVEL F (MB. CAMPO SAMPAIO)	450m espes. Unid. Quartz. 20 Feldsp. Quartzitos med. gros. e finos, intercal. estrat. cruzad. méd. e baixo ângulo. Unid. Conglomerad. c/ metaç. c/ seixos, lentes de quartzit. intercaladas localmente, lentes de filtros. Unid. Quartzitico c/ lentes de conglomerados quartzitos localmente ferruginosos, raras intercalaç. de metassilitos e quartzitos finos. *correlacionáveis ao nível F. **correl. ao nível E.	Membro C. Sampaio - denomin. formal p/ o nível F "Planície de mare em águas extremamente rasas... intermare" "metabrechas... com raras do tipo flara conglomer. migrando de terras viz. p/ zona costeira" (retab. de mat. sin. sediment. raras p/ frag. de quartzitos arroxeados...)	"...ambiente deltaico (A. Abreu, prelo) provavelmente tipo delta tectônico complexo nos quais a instalação de raras de sedimentação e raras de depos. dos metaconglomerados está relacionada a uma forte e frequente atividade de blocos crustais... "diapiros de lama", "falhas de crescimento" influencia de correntes marinhas e de mares."	"...amb. de sedim. costeiro resp. praia c/ porções permanentemente expostas retrabalhadas p/ vento."
	NÍVEL E				
	NÍVEL D				
	NÍVEL C				
	NÍVEL B				
NÍVEL A					

DOSSIN, UHLEIN & DOSSIN (1984)	FOGAÇA & SCHÖLL (1984)	ALMEIDA & LITWINSKI (in ALMEIDA & HASUT, 1984)	SCHUBERTHAUS et alii (1984)	DOSSIN, CHAVES UHLEIN & ALMEIDA (1985)
GRUPO CONSELHEIRO MATA - (DEFINIÇÃO FORMAL)	"...ambientes marinho raso de baixa energia e com correntes frequentes do nível do mar."	Almeida(1978), interpretou o Supergrupo Espinhaço, inclusive o Grupo Chapada Diamantina como uma cobertura de plataforma deformada. "...depositaram-se em ambiente predominantemente marinho, epínerítico, de alta energia local, permitindo a movimentação de cascalhos. Transporte de areias em bancos, alguns de grandes dimensões e subambientes transicionais de praias, planícies de mares, barras e cordões litorâneos, devem responder pelas diversidades litológicas do grupo. Também se admite que parte da sedimentação seja continental fluvial.		
GRUPO DIAMANTINA - (DEFINIÇÃO FORMAL)	"...ambiente marinho plataforma, raso e litorâneo, possivelmente com porções permanentemente expostas à ação do vento".	...deposic. em plataf. + prof..." "o contato das litologias c/ o Mb C.Sampaio e gradacional porém na maior parte das vezes recob. todas as unidades subj... assinalando dessa forma discord. regional. (SCHÖLL, 1980)	plataforma mais profunda	
		...amb. plataform. possivelmente subsidente e/ou progradante..." "Nível E... depositado em águas bastante raras de elevada energia (interna re)... "Membro C.Samp... deposição em planícies de maré..." "o arranjo e distrib. dos corpos litológicos (leques coalescentes) da FM Sopa-Bruadinho indicam um sistema deposicional tipo deltaico..."	plataforma rasa sujeita a movimentações diferenciadas.	GRUPO DIAMANTINA... "deposição em amb. marinho plataforma raso litorâneo com porções permanentemente expostas à ação do vento."
		"...bacia sedimentar marinha..." (com importante manifestação vulcânica de caráter regional)	plataforma rasa e atividade vulcânica.	

GARCIA & UHLEIN (1986)		ALMEIDA AEREU, SALES & KWALER (1986)
GRUPO CONSELHEIRO MATA	marinho com atuação de mares e sedimentação carbonática (FM. RIO PARDO GRANDE)	condições transgressivas
	planície de maré. Marinho raso c/retrabalhamento por ondas e com evidências de atuação de mares. (FM. Córrego PEFEIRA)	condições regressivas (maior aporte clástico).
GRUPO DIAMANTINA	marinho raso. barras de plataform. (FM. Córrego BANDEIRA)	condições transgressivas.
	marinho raso com retrabalhamento por ondas; estruturas de corte e preenchimento representativas de canais litorâneos. Praias? (FM. Córrego DOS BORGES)	condições regressivas (maior aporte clástico).
	marinho raso com retrabalhamento por ondas. (FM. SANTA RITA)	
GRUPO DIAMANTINA	eólico em condições litorâneas. (FM. GALHO DO MIGUEL)	
	marinho raso e planície de maré (FM. CAMPO SAMPAIO = "NÍVEL" F)	são registrados pelos autores, depósitos de fluxo gravitacionais "sheet flood", fluxo de detritos não coesíveis, ambiente marinho raso com ou sem influência de canais anastomosados na faixa marginal, associando depósitos do tipo "sheet flood", canais subaéreos meandantes... "a base e o topo (da formação) são caracteristicamente de ambiente marinho costeiro de baixa energia". "fluxos de detritos com características locais de leques aluviais progradantes sobre uma faixa marinha costeira... sedimentação geral do tipo "fandeltas".
	fluvial entrelaçada sheet flows", retrabalhamento por ondas em contexto litorâneo, leques costeiros, "fandeltas". ("NÍVEL" E)	
	marinho raso ("NÍVEL" D)	
	fluvial entrelaçada ("NÍVEL" C)	
	derrames e/ou intrusões ("NÍVEL" B)	
	fluvial entrelaçada fluxo de detritos ("NÍVEL" A)	

LEQUES ALUVIAIS E CANAIS ENTRELÇADOS EM CONDIÇÕES LITORÂNEAS CONDIÇÕES GERAIS TRANSGRESSIVAS

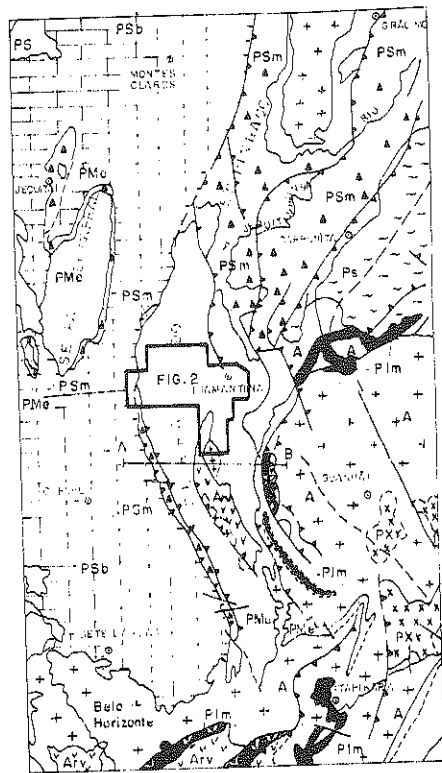
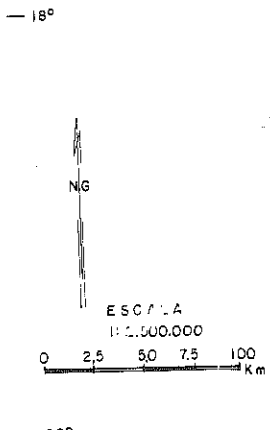


FIG. 01 - Mapa Geológico da Serra do Espinho Meridional, com a localização da Fig. 2. (mapa seg. Schobbenhaus et al., 1981).



- |   |  |   |   |
|---|--|---|---|
| Arqueano  | Prot. Inf.                                     | Prot. Médio   | Prot. Sup.  |
| Arv: Sg. Rio das Velhas metavolcânicos e met. sedimentos. | PIm: Sg. Minas quartzitos, filitos itabirites. | PMe: Sg. Espinho quartzitos, filitos, metaconglomerado diamantíferos. | PSb: Grup. Bombril calcário, ardósia.                 |
| A: Emb. Cristalino gnóisses, migmatitos.                  | Px: granitoides                                | PS: Grupo Salinas xisto c/estaurilite, granada, silimantio.           | PSm: Grupo Macaúbas diamiclitos, quartzitos, filitos. |

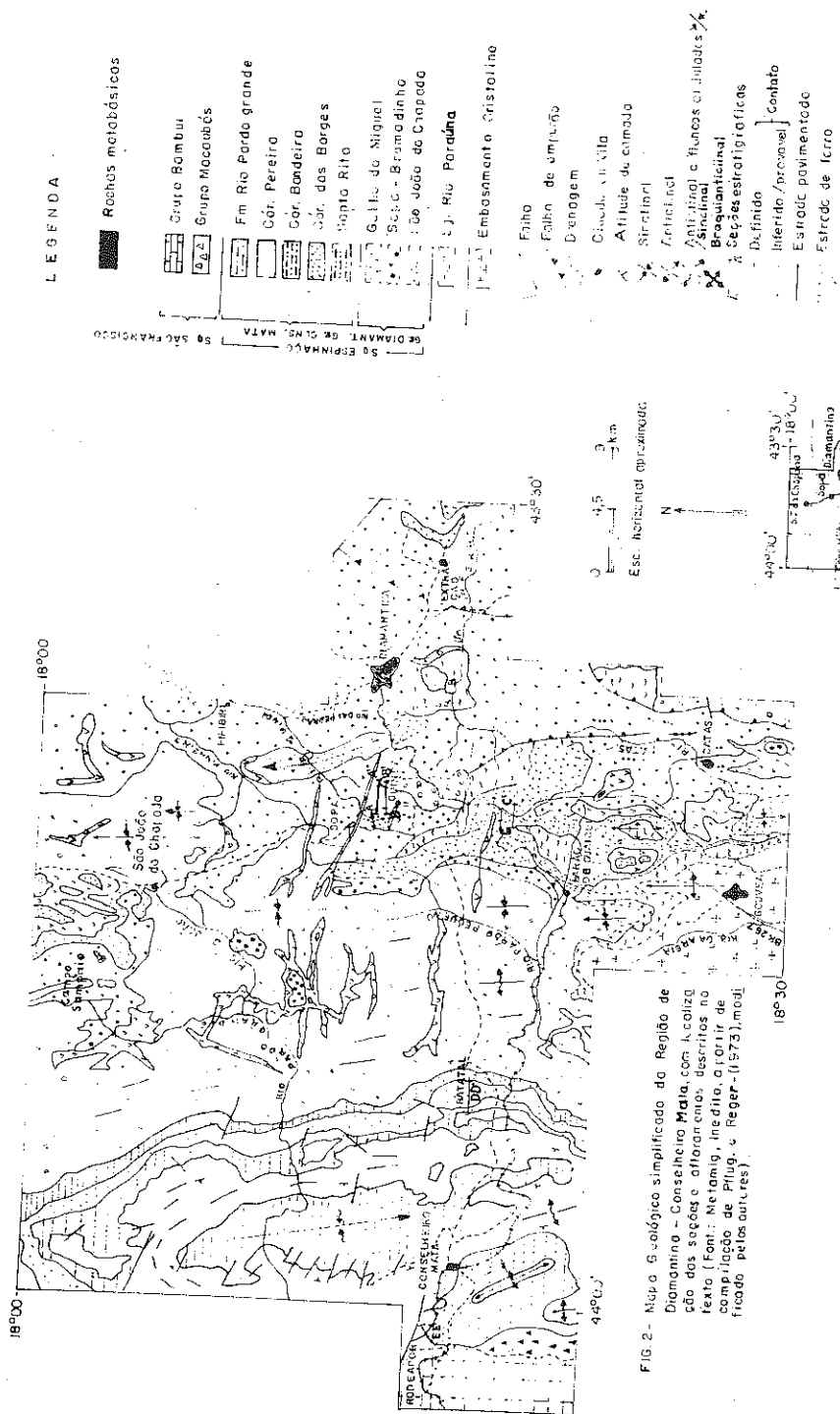
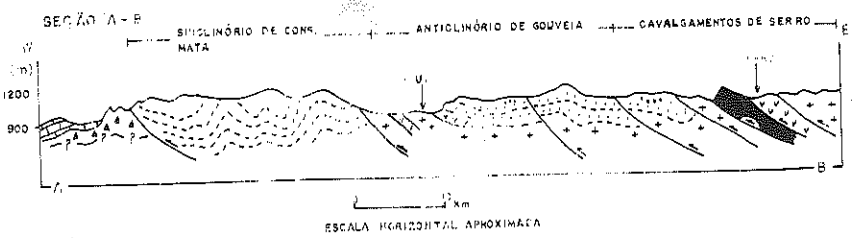
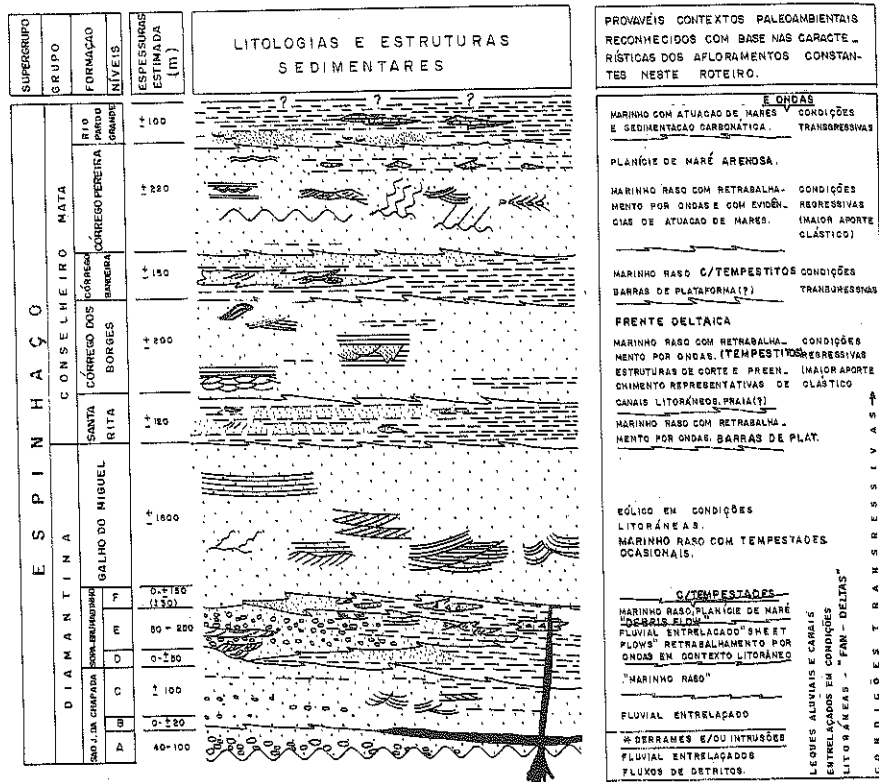


FIG. 2 - Mapa Geológico simplificado da Região de Diamantina - Conselheiro Mata, com a localização das seções e afloramentos descritos no texto (Fonte: Neto, 1973, inédito, a partir de compilação de Pflug, e Regger - (1973), modificado pelos autores).

FIG. 03 - ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS E SEDIMENTOLOGICOS DO SUPER-GRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO DE DIAMANTINA - MG (GARCIA & UHLEIN, 1986, modificado)



SIMBOLOGIA UTILIZADA

- |                             |  |
|-----------------------------|--|
| <b>LITOLOGIA:</b>           | <b>ESTRUTURAS SEDIMENTARES:</b>                |
| DOLONITOS                   | -ESTRATIFICAÇÃO SIGMOIDAL                      |
| METAPELITOS                 | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA              |
| FILITOS                     | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA CUNEIFORME             |
| QUARTZITOS                  | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR                |
| METAGLOMERADOS E QUARTZITOS | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR PLANAR         |
| METABRECHAS                 | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TRUNCADA POR ONDAS     |
|                             | -ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ESPINHA DE PEIXE       |
|                             | -ESTRATIFICAÇÃO PLANO PARALELA                 |
|                             | -ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO           |
|                             | -ESTRUTURAS LENTICULARES E "DIOQUES DE AREIA"  |
|                             | -ESTRUTURA "FLASER"                            |
|                             | -MARCAS ONDULARES DE CRISTAIS SINUOSAS         |
|                             | -MARCAS ONDULARES DE CRISTAIS RETAS            |
|                             | -MEGA ONDULAÇÕES                               |
|                             | -DORAS OVOIDAIS. ESTRUTURAS DE FLUIDIZAÇÃO (P) |

**PROVÁVEIS CONTEXTO PALEOAMBIENTAIS RECONHECIDOS COM BASE NAS CARACTERÍSTICAS DOS AFLORAMENTOS CONSTANTES NESTE ROTEIRO.**

**E ONDAS**  
MARINHO COM ATUACÃO DE MARES CONDIÇÕES E SEDIMENTAÇÃO CARBONÁTICA. TRANSRESSIVAS

PLÂNCIE DE MARÉ ARENOSA.  
MARINHO RASO COM RETRABALHAMENTO POR ONDAS E COM EVIDÊNCIAS DE ATUACÃO DE MARES. CONDIÇÕES RESSRESSIVAS (MAIOR APORTE CLÁSTICO)

MARINHO RASO C/TEMPESTIVOS BARRAS DE PLATAPORNA(?) CONDIÇÕES TRANSRESSIVAS

**FRENTE DELTAICA**  
MARINHO RASO COM RETRABALHAMENTO POR ONDAS. (TEMPESTIVOS) ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO REPRESENTATIVAS DE CANAIS LITORÂNEOS, PRAIA(?)  
MARINHO RASO COM RETRABALHAMENTO POR ONDAS. BARRAS DE PLAT. CONDIÇÕES RESSRESSIVAS (MAIOR APORTE CLÁSTICO)

EÓLICO EM CONDIÇÕES LITORÂNEAS.  
MARINHO RASO COM TEMPESTADES OCASIONAIS.

**C/TEMPESTIVOS**  
MARINHO RASO, PLANÍCIE DE MARÉ DEBARRIS E LITORÂNEO FLUVIAL ENTRELACADO SHEET PLOWS" RETRABALHAMENTO POR ONDAS EM CONTEXTO LITORÂNEO "MARINHO RASO"  
FLUVIAL ENTRELACADO  
\*DERRAMES E/OU INTRUSÕES FLUVIAL ENTRELACADO FLUXOS DE DETRITOS.

LEQUES ALUVIAIS E CARREIS ENTRELACADOS EM CONDIÇÕES LITORÂNEAS - "FAN - DELTAS"

C O R D I E S T R A N S R E S S I V A S

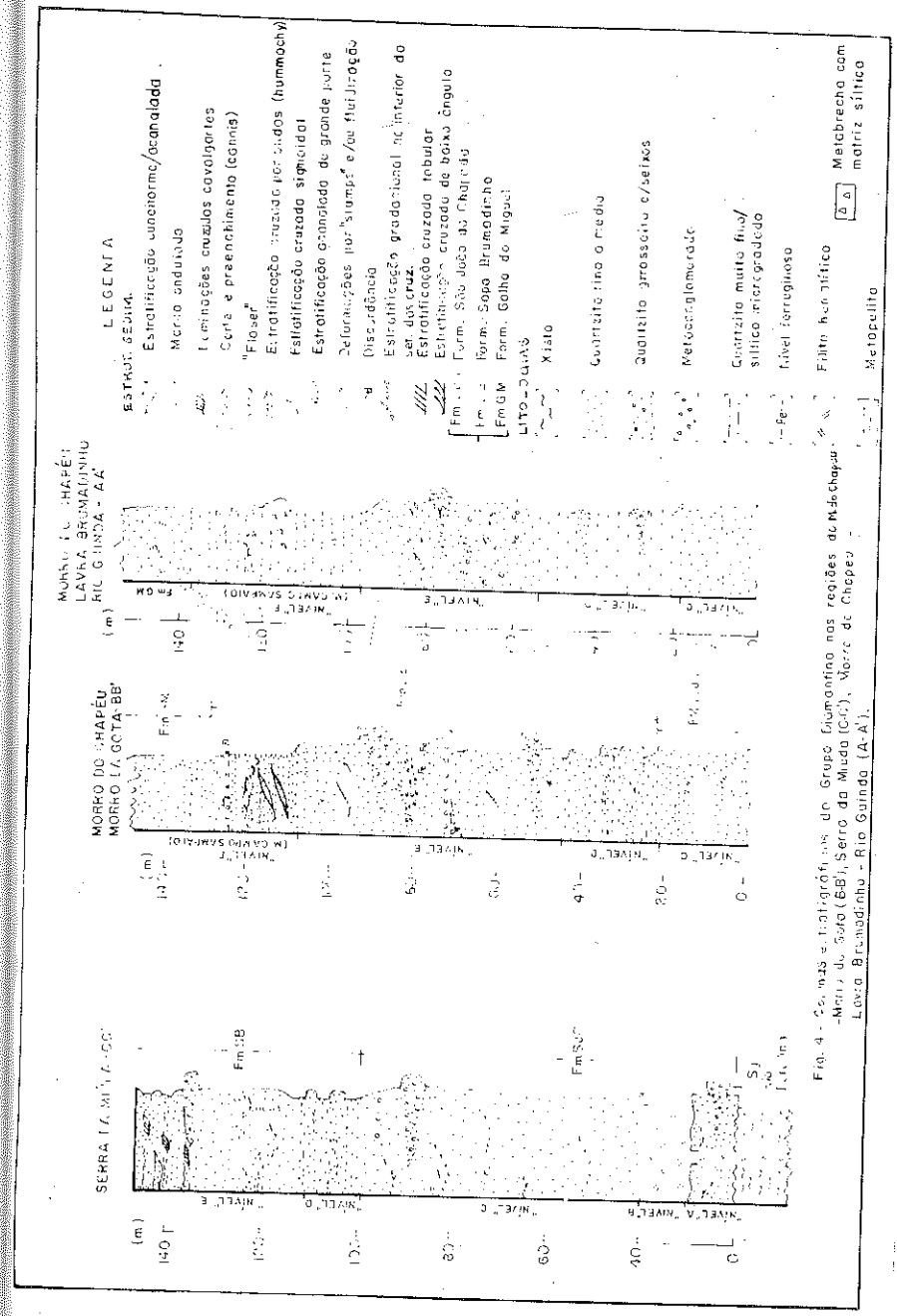
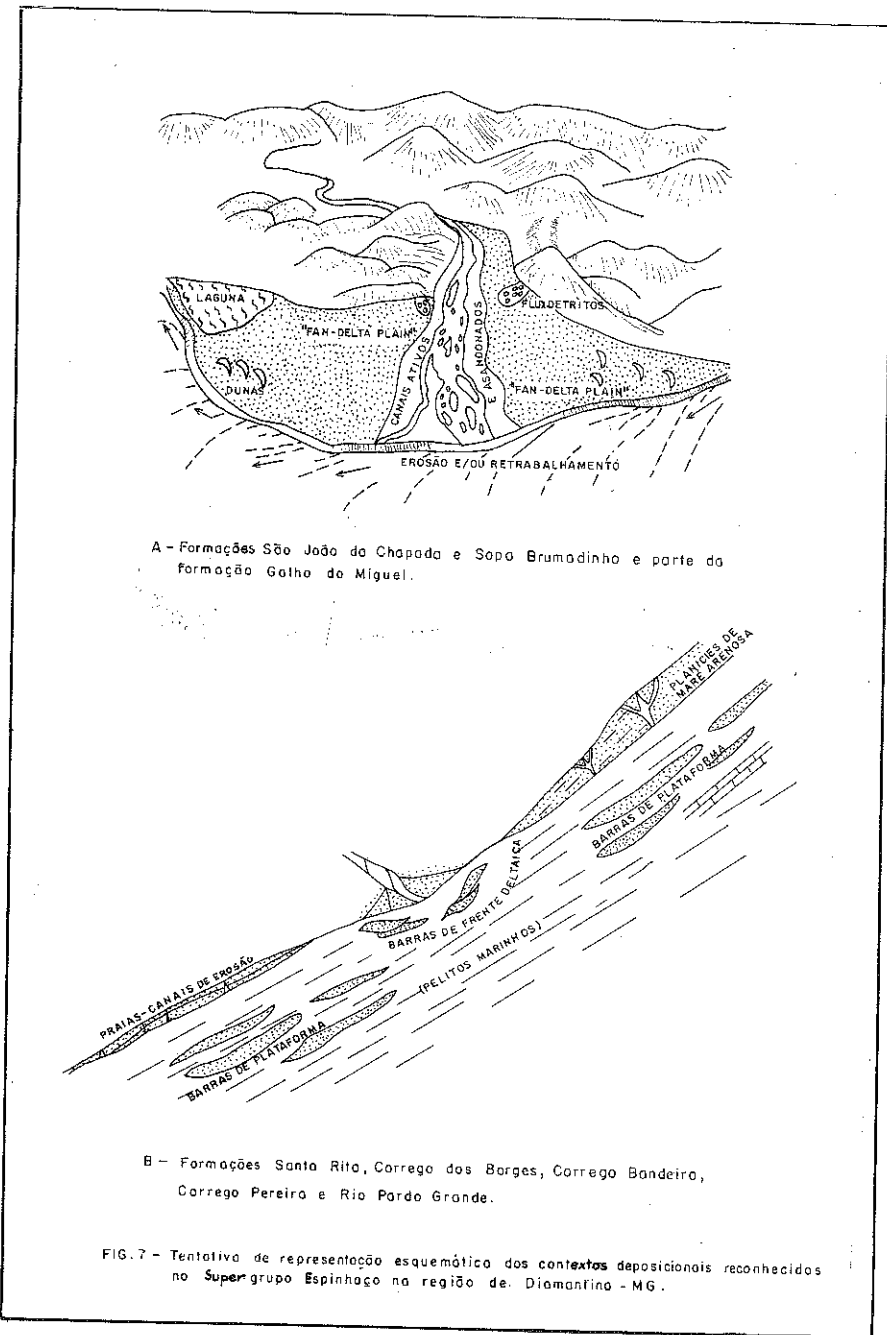
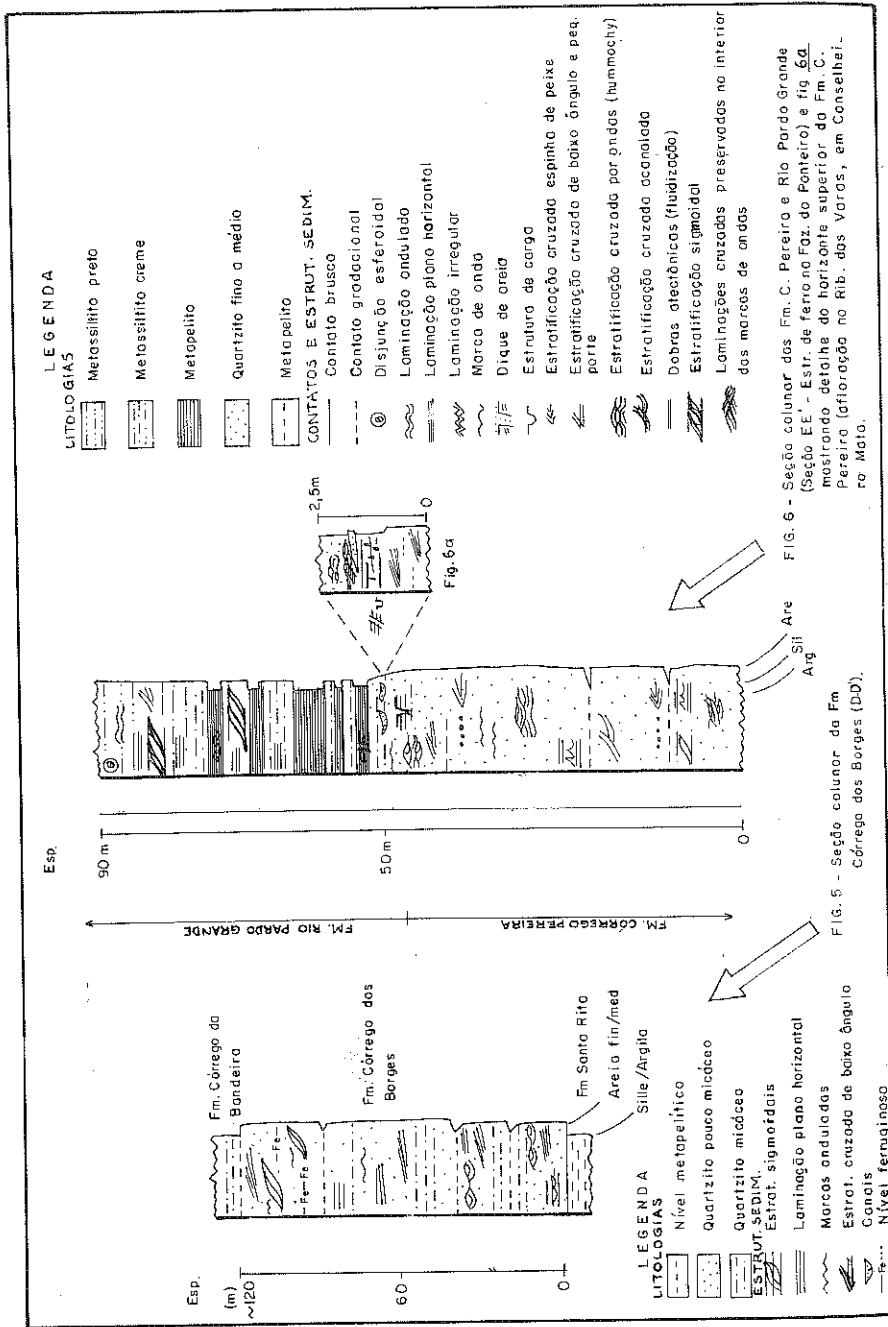


Fig. 4 - Correlação estratigráfica do Grupo Espinhaço nas regiões de M. de Chapéu - Morro do Sapo (BB), Serra da Mudo (CC), Morro de Chapéu - Lavra Brasadinho - Rio Guindá (A-A).





ANAIS DO SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DE POSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, OURO PRETO, 1987.

FACTOLOGIA DA FORMAÇÃO CAUÊ E GÊNESE DO MINÉRIO DE FERRO FRIÁVEL  
DA MINA DE ÁGUAS CLARAS, SERRA DO CURRAL - MINAS GERAIS

Renê de Souza Viçel (MBR)

Paulo César Horta Moreira (MBR)

Fernando Flecha Alkmim (UFOP)

ABSTRACT

The Aguas Claras Mine, situated in the Nova Lima district, Minas Gerais, is constituted by a lens of high grade iron ore (mean grade = 67,8% Fe), mainly friable hematite, having a length of 1650 m and a mean thickness of 250 m.

In the Cauê Formation, at Aguas Claras, the following lithofacies can be distinguished:

- . Dolomitic Iron Formation
- . Itabirite
- . Ferruginous Dolomite
- . Dolomitic Phyllite

The original composition of the Dolomitic Iron Formation was fundamental for the formation of friable ore.

The genesis of the friable hematite is directly related to the weathering process that acted on the Dolomitic Iron Formation enabling the solubilization and leaching of the carbonatic ores, favoring a secondary enrichment in iron.

## INTRODUÇÃO

As formações ferríferas distribuídas em todos os escudos pré-cambrianos têm despertado o interesse de vários pesquisadores em diversas partes do mundo. Alguns problemas a respeito de tais formações não estão ainda totalmente esclarecidos, entre os quais:

- . Características do Ambiente de Formação
- . A origem do ferro e da sílica (Fonte)
- . O transporte do material
- . A geração do bandejamento
- . A gênese dos corpos de minério de ferro de alto teor ( $Fe \geq 64\%$ ) encaixados nestas formações.

Neste trabalho, discute-se a possibilidade da gênese do minério de hematita friável, principal constituinte do corpo de minério da Mina de Águas Claras, estar relacionada a processos intempéricos que atuaram sobre a formação ferrífera dolomítica. Assim sendo, além de outros, um controlador fundamental na gênese do minério de Águas Claras é a composição original da formação ferrífera - um atributo faciológico. Em outras palavras, a existência da fácies formação ferrífera dolomítica permitiu uma maior eficiência do processo de enriquecimento supergênico. Em linhas gerais a mesma situação foi verificada na Mina da Mutuca e na Jazida do Capão Xavier, ambos na quadrícula de Macacos, no quadrilátero ferrífero.

A Mina de Águas Claras, de propriedade da Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR, situa-se no flanco sul da Serra do Curral, no Município de Nova Lima, distante cerca de 12 Km de Belo Horizonte.

Os fatos e conclusões aqui apresentados, são frutos da coleta de dados, observações de campo e experiências pessoais do Corpo de Geólogos da MBR, adquiridas durante o desenvolvimento dos trabalhos de pesquisa e lavra.

## ASPECTOS DA GEOLOGIA DA MINA DE ÁGUAS CLARAS

A Mina de Águas Claras situa-se no flanco invertido do anticlinal da Serra do Curral, formada por uma lente de aspecto tabular de minério de ferro de alto teor (teor médio de 67,8% de Fe), predominantemente hematita friável (cerca de 85%), possuindo uma extensão de 1650 m e espessura média de 250 m (Fig. 1 e Fig. 2).

Encaixados concordantemente com o corpo de hematita friável, ocorrem lentes de hematita semi-compacta a compacta, bastante fraturadas. As fraturas estão, via de regra, preenchidas por limonita e/ou óxidos de manganês. Atingem espessuras de até 30 metros e ocorrem com maior frequência na porção NW da Mina.

Estruturalmente a Mina de Águas Claras posiciona-se no flanco invertido do Anticlinal da Serra do Curral. A foliação dominante presente nas rochas do Super Grupo Minas na região é uma xistosidade plano axial, paralela a sub-paralela ao acamamento, o que implica num estilo de dobramento isoclinal, dificilmente reconhecido em escala de afloramento devido à forte transposição inerente ao evento de deformação que lhe deu origem. A direção geral das camadas é de N45E com mergulho variando entre 30° e 60° SE. Megabrechas constituídas por fragmentos de até 1,0 m de hematita compacta em matriz hematítica (às vezes silicosa), ocorrem principalmente na região centro-norte da mina, estando alinhadas segundo a direção N20E, indicando uma zona de intensa movimentação tectônica ligada a um processo de deformação rúptil.

Todo o pacote metasedimentar da região encontra-se estratigraficamente invertido, de modo que os metassedimentos clásticos que compõem a capa pertencem às Formações Moeda e Batatal (Grupo Caraça). A formação Moeda, presente na porção SE da Mina, é representada por quartzitos de granulação média a grosseira e por quartzo-filitos branco-esverdeados, sendo raramente observadas estruturas sedimentares primárias. Quando se caminha em direção à Formação Batatal, observa-se o aumento gradativo de intercalações de filito sericítico, o que evidencia o caráter transacional de contato entre as duas formações.

A formação Batatal, que ocupa uma faixa ao longo de todo o bordo leste e sul da Mina, é composta por uma sequência monótona de filitos sericíticos, algo grafitosos e hematíticos, de coloração cinza-esverdeados quando frescos a amarelo-claro quando alterados.

A transição sedimentos clásticos (Grupo Caraça) - sedimentos químicos (Grupo Itabira) é marcada por uma litologia designada na Mina de filito dolomítico. Esta rocha possui uma tonalidade amarelada quando alterada e cinza-esverdeada quando fresca, possuindo localmente bandas centimétricas de dolomitos e metachert.

O início da deposição do ferro é evidenciado pela presença de uma camada de argila ferruginosa, que ocorre ao longo de toda a interface filito dolomítico / minério, podendo ocorrer ainda como lentes isoladas intercaladas concordantemente dentro do minério.

A lapa é composta por itabiritos e formação ferrífera dolomítica. A formação ferrífera dolomítica aflora na porção N-NE da Mina, tornando-se gradativamente mais silicosa à medida que se caminha para NW. Esta transição encontra-se atualmente exposta. Os itabiritos (sensu lato) ocorrem ao longo da atual linha de serra, podendo variar de compactos a macios.

#### FACIOLOGIA DA FORMAÇÃO CAUÊ E TIPOS DE MINÉRIO

Na Mina de Águas Claras, com o desenvolvimento dos trabalhos de lavra, ficou exposta uma unidade bem definida, posicionada estratigraficamente entre a Formação Batatal e a Formação Cauê. Esta sequência predominantemente química é composta por filitos dolomíticos, dolomitos e metachert. Vários autores descrevem a presença de metassedimentos químicos em posição estratigráfica idêntica, entre os quais Viveiros (1983) que, em trabalho realizado na Serra do Piaçó Q.F., identifica tal sequência e sugere para a mesma a denominação provisória de Formação Inferior do Grupo Itabira. Neste trabalho, os autores preferem considerar tais rochas como parte da Formação Cauê. Deste modo, em Águas Claras, esta formação apresenta as seguintes litofácies (com posicionais) (Fig. 3):

. Formação Ferrífera Dolomítica: Constitui o arcabouço do minério, furos de sonda indicam que esta litofácies possui contato gradacional com a Formação Gandarela. É formada por bandas alternadas de hematita e de dolomita. Próximo à base predominam as bandas de dolomita que podem alcançar até 15,0 cm de espessura. Em direção ao topo, observa-se que as mesmas passam a ter, juntamente com as bandas hematíticas, espessuras usualmente inferiores a 2,0 cm (ver Fig. 4). Microscopicamente a rocha é caracterizada pela alternância de lâminas puramente carbonáticas, carbonáticas com hematita e lâminas de hematita com carbonatos. Teste de coloração mostra ser o carbonato dolomita com raros cristais de calcita. Micropalhetas de sericita podem ocorrer dispostas segundo o bandamento ou distribuída ao acaso. A espessura média desta litofácies é de 350 m e o seu produto de alteração a hematita friável.

. Itabirito: Ocorre ao longo da atual crista da Serra do Curral, encaixada na Formação Ferrífera Dolomítica (Fig. 2). É constituída por uma alternância rítmica de bandas individualizadas de quartzo e hematita, cujas espessuras são geralmente inferiores a 2,0 cm. Microscopicamente observa-se que as bandas quartzíticas possuem cristais isolados de hematita, sendo o quartzo de granulometria muito fina. As bandas hematíticas podem ocasionalmente conter relictos de magnetita inclusos nos cristais de hematita. Estão presentes ainda micropalhetas de sericita que se dispõem segundo o bandamento. Seu contato com a Formação Ferrífera Dolomítica é gradacional, marcado pelo aumento gradativo de dolomita. O produto de alteração desta sequência é um itabirito semi-friável a friável, sendo que sua espessura média é de 120 metros.

. Dolomito Ferruginoso: Situa-se estratigraficamente entre a Formação Ferrífera Dolomítica e o filito dolomítico. Sua coloração é vermelho-carne, sendo que próximo à base são comuns níveis sericíticos e em direção ao topo surgem lâminas de hematita. Possui fraturas preenchidas por calcita e subordinadamente especularita. Possui espessura variando entre 15.0 m e 35.0 m. A alteração desta rocha é uma argila ferruginosa.

. Filito Dolomítico: Ocorre na interface Formação Cauê - Formação Batatal. Possui uma coloração cinza-esverdeada quando fresco sendo, que com a alteração, adquire um aspecto bandado devido à alternância de cores que variam do marrom-avermelhado ao amarelo-claro. Ocorrem intercalações centimétricas de filito sericítico ao longo de toda a sequência porém, com maior predominância próximo à base. Níveis de metachert ora compactos ora friáveis são também relativamente comuns e onde a rocha não está alterada verifica-se a presença de níveis dolomíticos. Microscopicamente observa-se que a rocha é constituída por dolomita, quartzo, sericita e opacos. Sua espessura média está em torno de 90.0 metros.

. Metachert: Esta litofácies se restringe a lentes compactas ou friáveis, de até 1.0 m de espessura, que ocorrem encaixados concordantemente dentro do filito dolomítico. Composicionalmente o metachert varia de carbonático a ferruginoso.

Quanto aos tipos de minério, a Mina de Águas Claras é formada por cerca de 80% de hematita friável e o restante de hematita semi-compacta a compacta. As reservas geológicas em fevereiro de 1986 eram de 211 milhões de toneladas, cujas características químicas e granulométricas estão na tabela 1.

O minério friável encontra-se estruturado, com bandas individualizadas de hematita de espessura geralmente inferior a 1,0 cm. O espaço entre estas bandas é ocupado por hematita granular que microscopicamente se apresenta como um agregado de cristais facilmente desagregáveis e subordinadamente por especularita. Níveis de argila ferruginosa concordantes com o bandamento são comuns próximo ao contato com os filitos, enquanto níveis de sílica finamente cristalizada ou bolsões de sílica grosseira são encontrados próximos aos itabiritos silicosos. A porosidade deste tipo de minério é alta, alcançando até 50% enquanto a densidade média é de 3,4 g/cm<sup>3</sup>.

A hematita semi-compacta a compacta ocorre em lentes de, no máximo, 30 metros de espessura, encaixados concordantemente na hematita friável. O bandamento geralmente é bem definido pela ação diferencial do intemperismo sobre os níveis mais carbonáticos ou silicosos. Possui uma coloração cinza-azulada, com fratura irregular a semi-conchoidal. Localmente se encontra minério semi-compacto xistoso, que se caracteriza pela sua facilidade em se partir em escamas e por seu brilho típico. Ao microscópio o minério compacto apresenta-se como uma massa de hematita com abundantes remanescentes de magnetita. Contém ainda ra-

ros cristais de martita, isto é, magnetita hematitizada. As formas dos cristais de hematita podem ser tanto idiomórficas quanto xenomórficas.

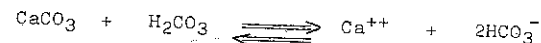
#### A GÊNESE DO MINÉRIO DE FERRO FRIÁVEL DE ÁGUAS CLARAS

Várias hipóteses foram levantadas com o intuito de esclarecer a origem do minério friável de alto teor encaixados nas formações ferríferas presentes no Quadrilátero Ferrífero. Guimarães (1953) advoga a idéia de que o minério friável de alto teor seria fruto de uma lixiviação hidrotermal pós-cambriana de itabiritos dolomíticos. Este autor porém, não cita evidências de campo. Guild (1957), Dorr e Barbosa (1963), Dorr (1965) defendem a hipótese de que o minério friável seria originado, em muitos casos, de hematitas compactas porém porosas, através da lixiviação supergênica próximo à superfície, quebrando as ligações inter-cristais. Dorr (1964) descreve detalhadamente os tipos de minério supergênicos do Quadrilátero Ferrífero, mostrando claramente o enriquecimento de itabiritos através da lixiviação da sílica, porém o autor subestima a presença de dolomita nos itabiritos como fator de peso, tanto no enriquecimento supergênico como na formação de itabiritos friáveis.

Em Águas Claras, nos locais onde a alteração não foi completa, observa-se o corpo de minério encaixado entre a Formação Ferrífera dolomítica (capa) e itabiritos que localmente contém bandas de carbonato (lapa) (Fig. 2). Em profundidade, como comprovado por diversos furos de sonda, o minério friável jaz sobre a formação ferrífera dolomítica (Fig. 2). Furos de sonda mostram também a passagem gradacional entre a formação ferrífera dolomítica e itabiritos evidenciada pela predominância gradativa dos níveis dolomíticos sobre os níveis silicosos. A atuação do intemperismo sobre estas litologias conduzem a produtos diferentes. Na formação ferrífera dolomítica, onde o teor em sílica é inferior a 1.0%, tem-se a completa solubilização e lixiviação dos minerais carbonáticos, restando uma massa de minério friável de alto teor. Já nos itabiritos com bandas dolomíticas, cujo teor de sílica é de cerca de 12%, o produto é um itabirito friável, poroso, onde os minerais carbonáticos foram lixiviados sendo a sílica apenas parcialmente solubilizada.

Dentre outros autores, Krauskopf (1972) descreve o mecanismo de Intemperismo dos carbonatos. Segundo este, a água meteórica ligeiramente ácida devido ao dióxido de carbono dissolvido a partir da atmosfera, tem sua acidez aumentada ao entrar em contato com restos vegetais decompostos e o ácido formado é o ácido carbônico  $H_2CO_3$ . Os minerais carbonáticos ficam sujeitos ao ataque por este ácido devido ao fato do grupo carbonato  $CO_3$  juntar-se rapidamente ao íon hidrogênio para formar o íon bicarbonato estável  $HCO_3^-$ , liberando em solução os íons  $Ca^{++}$  e  $Mg^{++}$ . Quanto ao íon ferroso ( $Fe^{++}$ ) porventura existente, poderia ser parcialmente oxidado se precipitando ou então ser carregado em solução (dependendo das condições de Eh e Ph da solução). Esque-

maticamente a reação seria do tipo:



Segundo Dorr (1965) a sílica seria também facilmente solubilizada em climas sub-tropicais, por soluções supergênicas não se reprecipitando, sendo por esta razão carregada para fora do sistema por águas subterrâneas ou de superfície. Ainda de acordo com Dorr (1965) a hematita também seria solubilizada pela mesma solução, porém em quantidades menores, sendo no entanto facilmente reprecipitada em hidróxidos férricos insolúveis. Este mecanismo é evidenciado em várias regiões do Quadrilátero Ferrífero, no entanto na área em estudo, como o arcabouço do minério é a formação ferrífera dolomítica, composta por até 60% de carbonatos e de menos de 1.0% de sílica é forçoso concluir que o processo dominante na geração do minério é a lixiviação dos minerais carbonáticos.

O processo genético do minério de Águas Claras, dominado pela atuação do intemperismo nos moldes descritos, foi ainda fortemente influenciado por:

. Posição estrutural-geomórfica da Formação Ferrífera Dolomítica - situada no flanco invertido do anticlinal da Serra do Curral (Águas Claras situa-se na face sul da Serra) é limitada lateralmente pelos filitos da Formação Batatal, que funcionam como uma barragem, acumulando água, que é escoada através de fraturas no filito, como é o caso da nascente do Corrego de Águas Claras. Esta capacidade de acumular água permitindo também certa circulação cria condições para uma melhor mobilização dos elementos.

. Clima - o clima da região é caracterizado pela alternância de períodos secos, mais frios (abril a setembro) e chuvosos quentes (outubro a março), a média pluviométrica anual é de 1635,5 mm (medidas desde 1855 pelo Posto Meteorológico da Min. Morro Velho). Estas características são importantes, porque aliadas à posição estrutural dos itabiritos e do minério, permitem uma acumulação das águas meteóricas durante os períodos chuvosos e seu escoamento ao longo do ano. Segundo Dorr (1964) a presença da canga é uma forte evidência contrária à existência de climas muito frios no passado.

O contato minério friável de alto teor - formação ferrífera dolomítica é direto, não existindo uma gradação entre a rocha alterada e a rocha fresca, como é comum em perfis de intemperismo de outras litologias. Isto ocorre porque a formação ferrífera dolomítica é uma rocha compacta e somente a superfície imediatamente exposta à ação das soluções supergênicas é alterada. Em regiões mais fraturadas ou em zonas de falha, evidentemente, a percolação é facilitada. Geralmente este contato é paralelo ao bandamento, sugerindo que a alteração ocorre preferencialmente segundo esta estrutura, porém alcançando níveis de profundidade variáveis, o que gera os chamados pontões de carbonato

(Fig. 2). A maior profundidade de alteração comprovada por sondagem é de 345.0 m, com perspectivas de profundidades um pouco maiores.

Uma forte evidencia deste mecanismo de geração de hematita friável é o fato de que nos locais onde a superfície de alteração corta o bandamento (principalmente nos topos dos pontões da Formação Ferrífera dolomítica) observa-se a continuidade dos níveis hematíticos que passam da formação ferrífera dolomítica para a massa de minério friável (Foto 1).

Na tabela 2 estão plotados análises químicas de quatro conjuntos de amostras, cada um consistindo de uma amostra da rocha fresca e outra amostra de seu produto de alteração (colhida ao lado, no mesmo nível estratigráfico). O primeiro conjunto é de dolomito ferruginoso (próximo ao contato com o filito dolomítico) e de seu produto de alteração. É notável o aumento relativo do teor em  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  e  $SiO_2$  às custas da diminuição violenta dos teores de  $CaO$ ,  $MgO$  e  $PPC$ . Este material alterado, com cerca de 48.9% em  $Fe$ , é denominado na linguagem local como AIF (Argillaceous Iron Formation), sendo considerado estéril. O segundo e o terceiro conjunto são de formação ferrífera dolomítica e de seus respectivos produtos de alteração, sendo também evidente o enriquecimento em ferro às custas da perda de carbonatos. É interessante notar que apesar das diferenças significativas nos teores em  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  e  $CaO$  nas amostras das rochas frescas, o teor em  $Fe_2O_3$  dos produtos de alteração são bastante semelhantes, constituindo amostras típicas do minério friável de alto teor de Águas Claras. O quarto conjunto constitui-se de uma amostra de Itabirito com bandas dolomíticas (Rocha Sã) e outra amostra da mesma rocha alterada. Verifica-se a perda dos componentes carbonáticos com pequeno aumento do teor em ferro; mais importante porém é o aumento relativo em sílica, evidenciando uma solubilização apenas parcial desta fase. Este material alterado constitui o itabirito friável encontrado em Águas Claras.

Estas variações na composição química refletem em modificações nos parâmetros físicos da rocha, sendo que a densidade decresce de 3,73 g/cm<sup>3</sup> na rocha fresca para cerca de 3,4 g/cm<sup>3</sup> no minério friável, enquanto a porosidade cresce de 0,49% até 49,5%.

Estes fatos são evidências de que o corpo de minério macio de alto teor de Águas Claras provém do enriquecimento supergênico às custas da solubilização e lixiviação dos minerais carbonáticos da formação ferrífera dolomítica.

#### CONCLUSÕES

. Na Mina de Águas Claras a Formação Cauê apresenta cinco litofácies (composicionais) distintas: Formação Ferrífera Dolomítica, Itabirito, Dolomito ferruginoso, Filito dolomítico e Chert, sendo que a composição original da litofácies, Formação Ferrífera Dolomítica, foi um con-

trolador fundamental para uma maior eficiência do processo de enriquecimento supergênico.

. A gênese da hematita friável, que constitui o principal tipo de minério de Águas Claras está diretamente relacionada a processos intempericos que, agindo sobre a Formação Ferrífera Dolomítica, propiciou a lixiviação dos constituintes de natureza carbonática, provocando um aumento relativo do teor em ferro. Quanto à gênese da hematita compacta que não foi objetivo deste trabalho, existem várias teorias, entre elas, a origem sedimentar primária e a origem metamórfica-metassomática.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR, em particular aos senhores Geólogo Oscar José Tessari e Engenheiro Cid Marcos E. Neves, pelo apoio fornecido para realização deste trabalho; aos colegas da Divisão de Geologia e, em especial, ao Geólogo José Fontella Júnior pela leitura paciente do manuscrito e pelas proveitosas críticas e sugestões.

## BIBLIOGRAFIA

- . BLATT, H; MIDDETON, G; MURRAY, R.- 1980 - (2a. ed) - Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., 767 p.
- . DORR II, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and ore deposits of the Itabira district, Brazil. U.S.G.S. Prof. Paper 341-C, 110 p Washington.
- . DORR II, J.V.N.- 1964 - Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol., V.59, p. 1203-1240.
- . DORR II, J.V.N. - 1965 - Nature and Origin of the High Grade Hematite ores of Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol. V.60, p 1-46.
- . DORR II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Paper 641-A, 109 p.
- . EICHLER, J. - 1968 - Geologische und Entstehung der Itabiritischen Reicherze in "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien. Habil Schrift T.U. Clausthal, Clausthal-Zellerfeld - 192 p.
- . FERRARI, P. G. - 1986 - Análises Petrográficas - Minas de Águas Claras e Mutuca. Relatório inédito para Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR, 7 p.
- . FONTELLA JÚNIOR, J. - Gênese do Minério de Ferro. Relatório Interno para Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR, 11 p.
- . FONTELLA JÚNIOR, J.; CAMPOS, A.C.A.; MOREIRA, P.C.H. - 1986 - Estimativa, Classificação e Parametrização de Reservas da Minas de Águas Claras. Relatório interno da Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR, 169 p.
- . GOMES, J.C.M. - 1983 - Principais Depósitos de Minério de Ferro pertencentes à Minerações Brasileiras Reunidas S/A. - MBR no Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. Relatório Interno, Inédito, 22 p.
- . GUIMARÃES, D. - 1953 - Notas à margem da crítica. Inst. Tech. Indus. Avulso 16, p. 3 - 39. Belo Horizonte.
- . GUIMARÃES, D. - 1961 - Gênese do Minério de Ferro do Quadrilátero Central de Minas Gerais. Semana de Estudos Geológicos e Econômicos do Quadrilátero Ferrífero. SIGEG - p.11 - 22. Ouro Preto.
- . KRAUSKOPF, K.B. - 1972 - Introdução à Geoquímica. Editora da USP. Vol. I - 294 p. - São Paulo.
- . LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. - 1984 - Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis. Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. nº4 - 24 p. Belo Horizonte.
- . MORRIS, R.C. - 1983 - Supergene Alteration of Banded Iron-Formation In: A.F. Trendall and R.C.Morris (Editors), Iron Formation: Facts and Problems. Elsevier Science Publishing Inc., New York, NY. - p 513-534.
- . RICCOMINI, C. - 1982 - Geologia Regional do Quadrilátero Ferrífero (MG., Brasil): Uma Tentativa de Síntese e Novas Ideias. In Anais XXXII Congr. Bras. Geol. V.1 - p.199-209. Salvador.
- . ROSIÈRE, C.A. - 1983 - A Recristalização do Minério de Ferro da Jazida do Pico de Itabirito no Quadrilátero, MG. e suas Implicações Genéticas. In Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais. Bol. nº 3 - p 173 - 184.
- . VIVEIROS, J.F.M. ; VASCONCELOS, J.A. ; SÁ, E.L. - 1983 - Pesquisa do Minério de Ferro na Serra do Piacó - Quadrilátero Ferrífero, M.G. In anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais. Bol. nº 3 - p 347 - 359.

TABELA 1 - RESERVA GEOLÓGICA - MINA DE ÁGUAS CLARAS

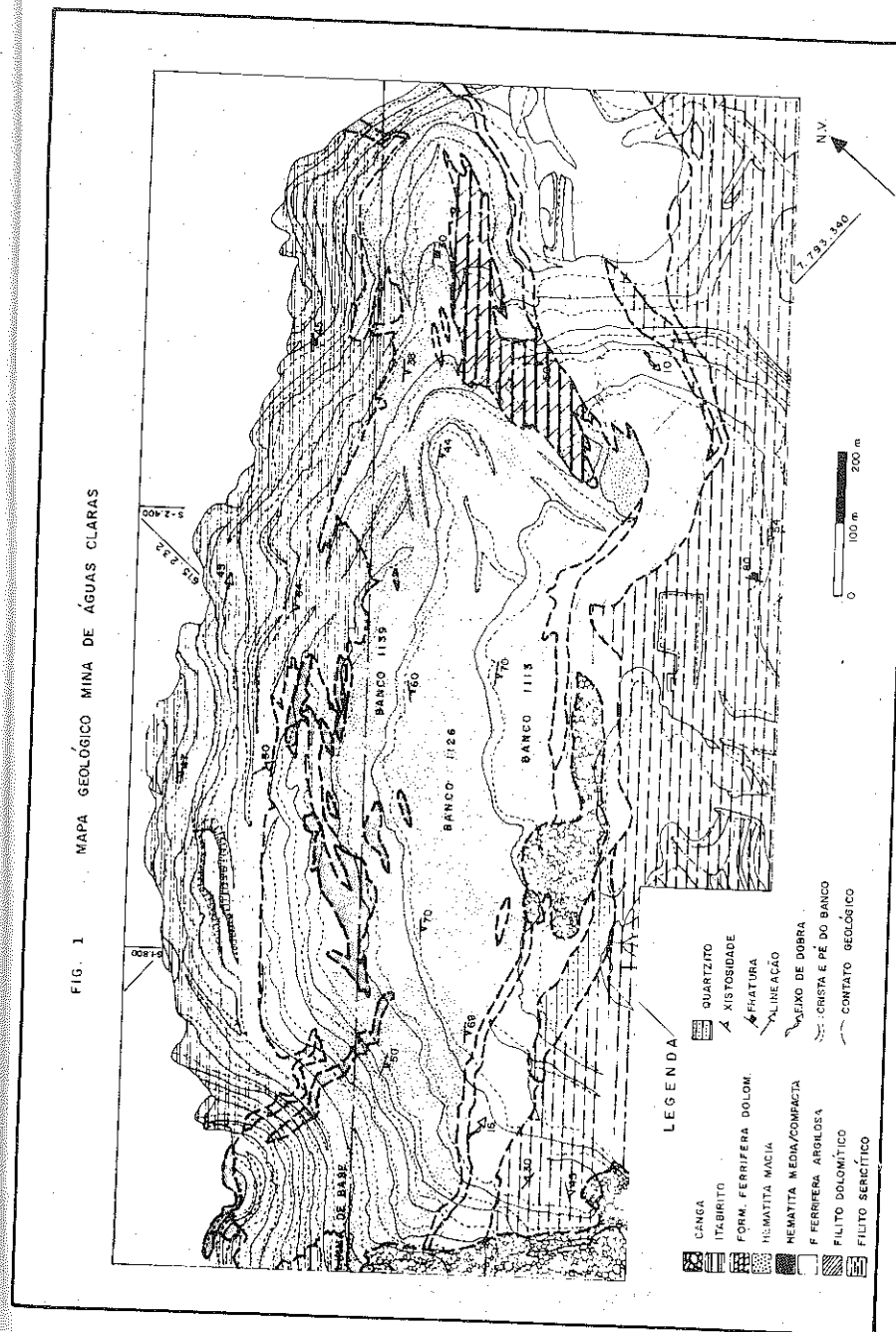
RESERVA GEOLÓGICA		V A R I Á V E I S					
FRAÇÃO	TONELAGEM	( % )	Fe (%)	P (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	
-2" + 1/4"	42.037.280	19,90	68,34	0,035	0,86	0,59	
-1/4" + 100#	84.510.640	40,01	68,65	0,028	0,63	0,56	
- 100 #	84.682.470	40,09	66,63	0,057	1,28	1,21	
T O T A I S	211.230.390	100,00	67,78	0,041	0,94	0,83	

T A B E L A 2

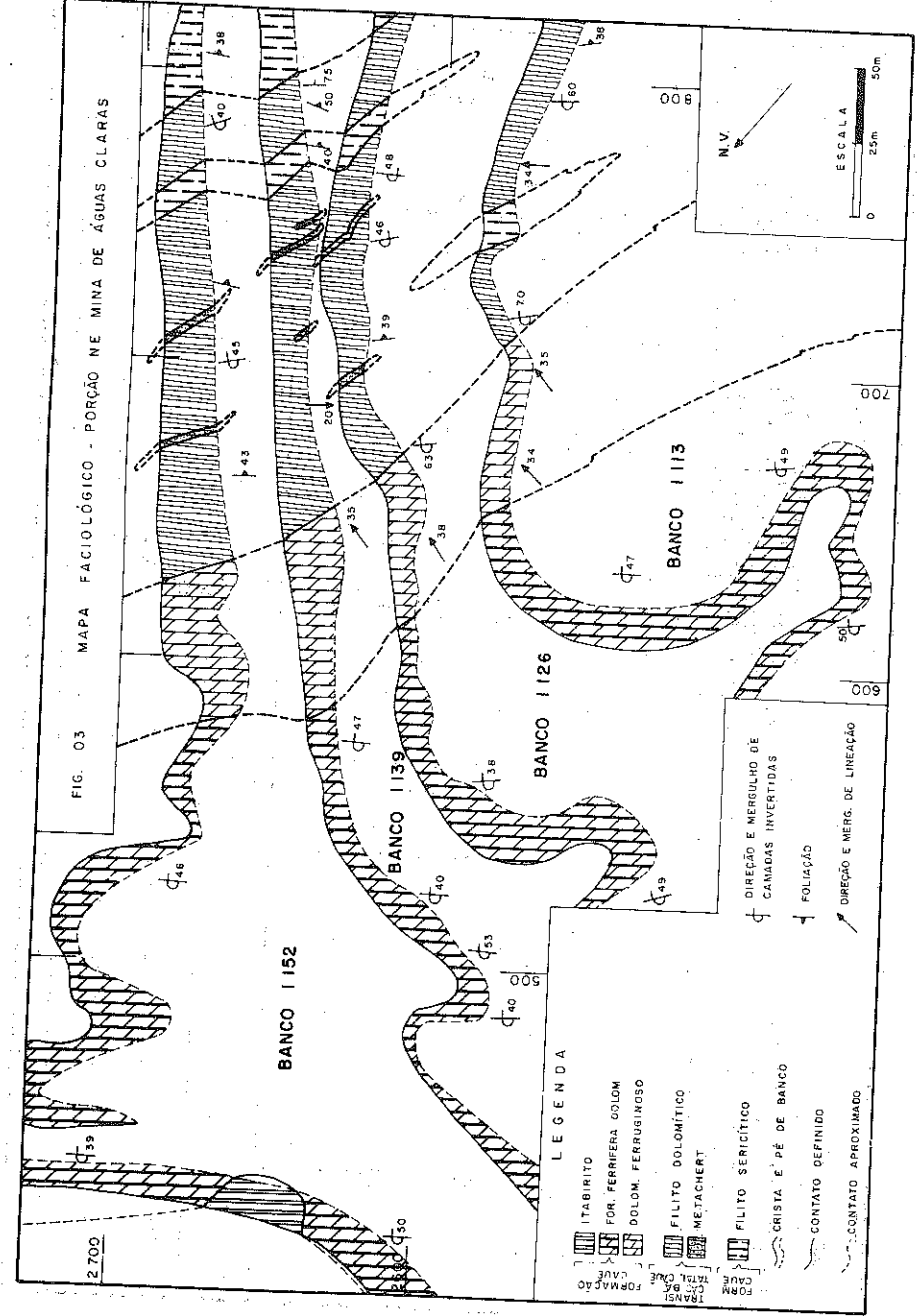
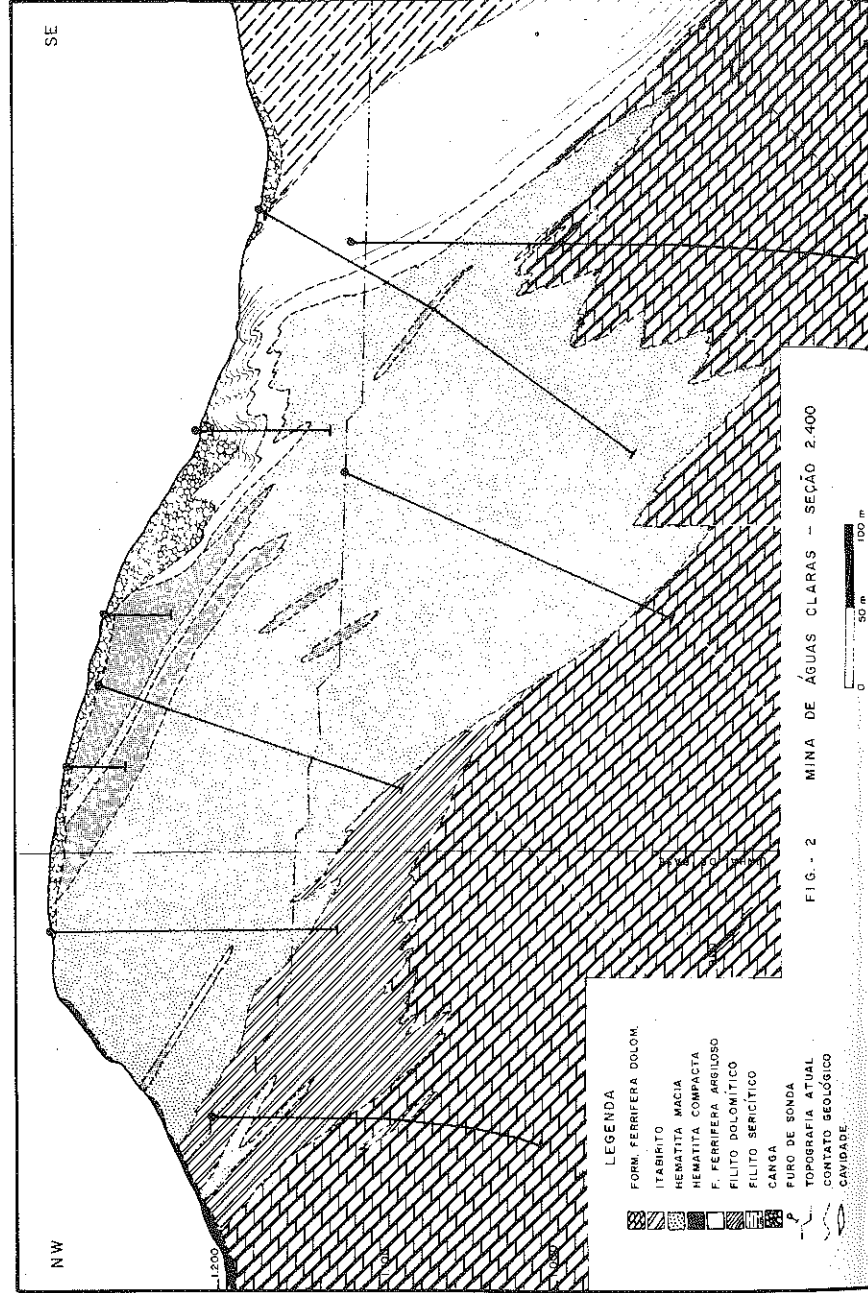
ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS FRESCAS E SEUS CORRESPONDENTES

ALTERADOS

	1º CONJUNTO		2º CONJUNTO		3º CONJUNTO		4º CONJUNTO	
	Dolom. Ferrug.		Form. Ferr. Dolom.		Form. Ferr. Dolom.		Itab.c/ Dolomita	
	Fresco	Alterado	Fresco	Alterado	Fresco	Alterado	Fresco	Alterado
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,72	69,93	38,30	95,49	61,02	97,65	58,92	59,20
SiO <sub>2</sub>	1,51	4,76	0,52	0,87	0,24	0,31	12,90	39,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	4,13	0,28	0,26	0,22	0,33	0,09	0,05
MnO	0,53	-	0,54	0,60	0,23	0,54	0,18	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,43	0,11	0,17	0,17	0,07	0,06	0,01
FeO	1,28	0,46	2,49	0,53	0,43	0,27	0,50	0,60
CaO	24,89	0,42	17,39	0,52	11,25	0,22	8,47	0,01
MgO	18,95	6,55	12,20	1,07	7,98	0,38	7,48	0,19
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,33	-	-	-	-	0,05	-
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	2,98	-	-	-	-	-	-
PPC	39,42	9,14	27,08	0,70	17,57	0,50	13,54	0,37







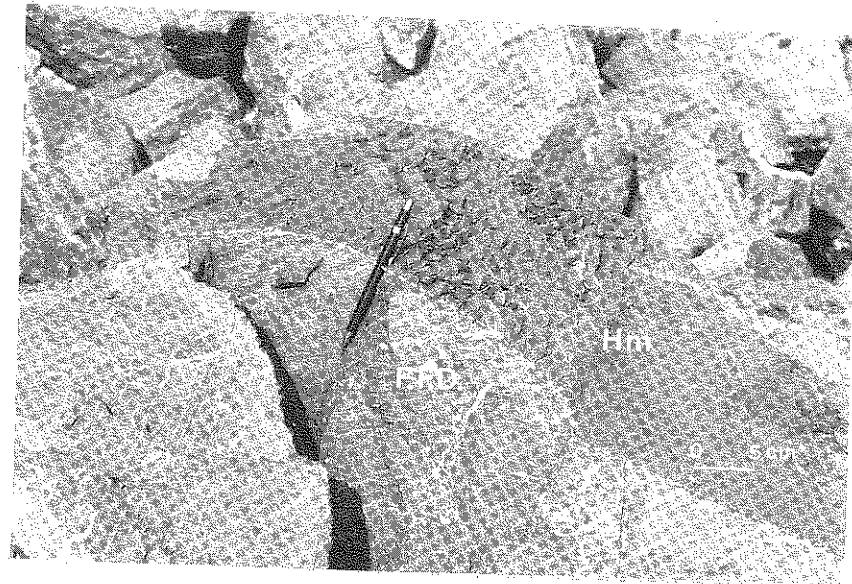
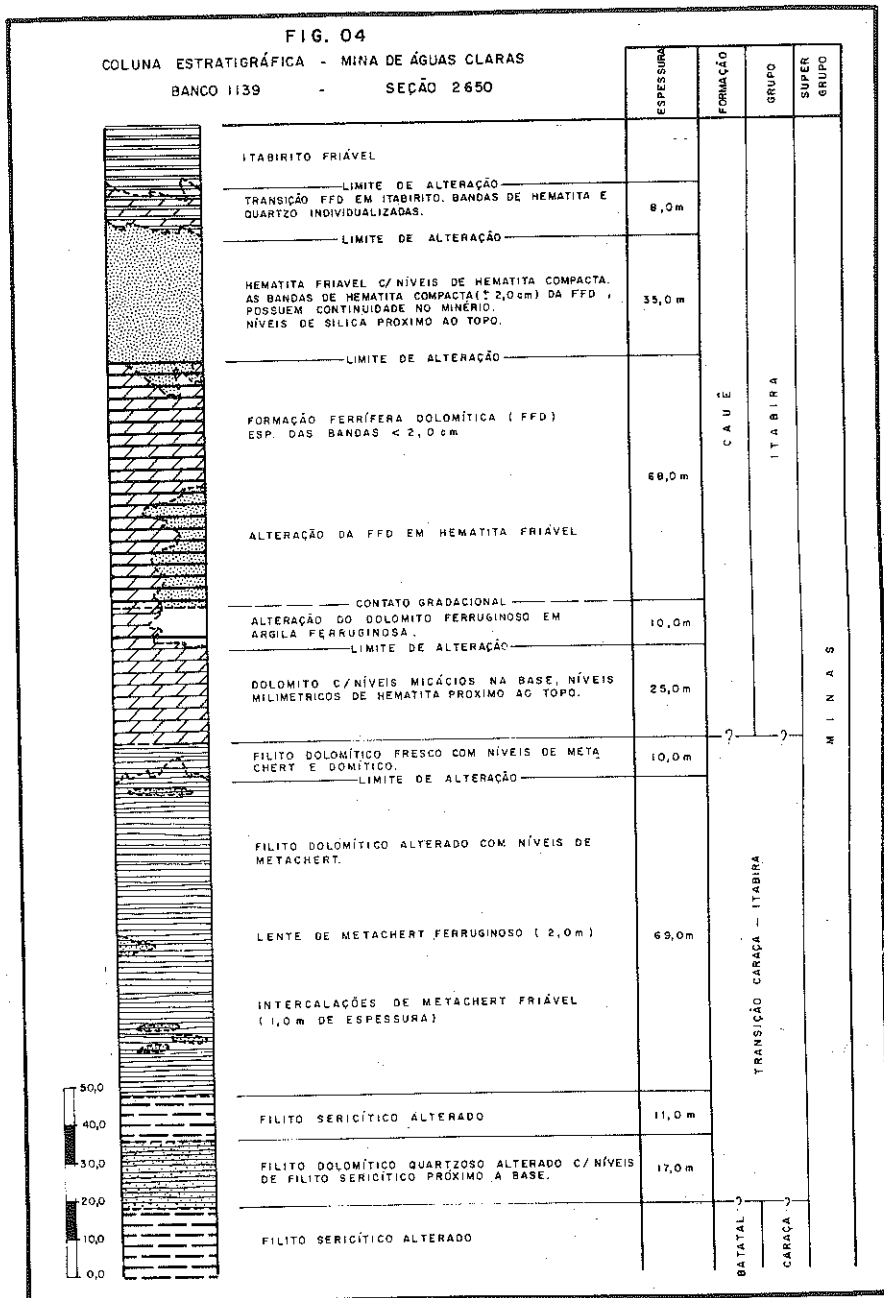


Foto 01: Limite de Alteração (pontilhado) truncando o bandamento entre a Formação Ferrífera Dolomítica (FFD) e Hematita friável (Hm).

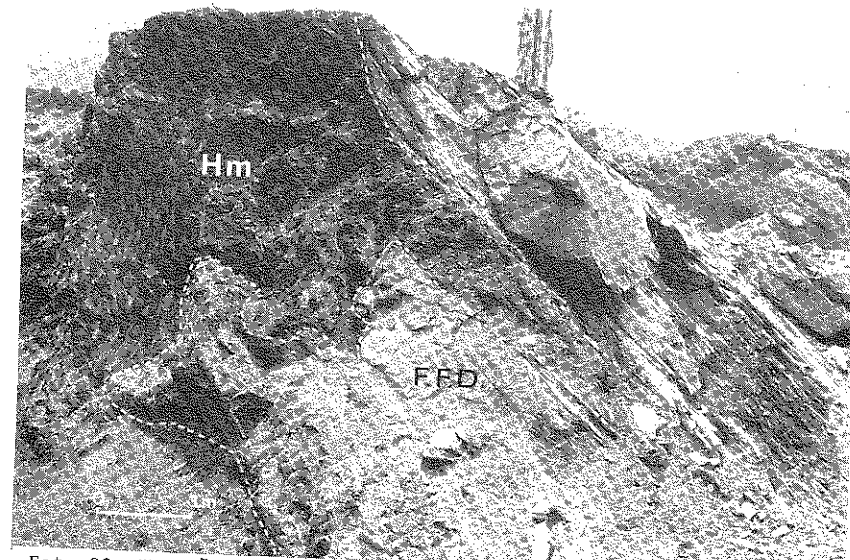


Foto 02: "Pontão" de Formação Ferrífera Dolomítica (FFD). Alteração (pontilhado) alcança níveis de profundidade diferenciados.

GONGLOMERADOS DIAMANTÍFEROS DA REGIÃO DO RIO SALOBRO (CANAVIEIRAS, BAHIA).

Mário Luiz de Sã Carneiro Chaves \*

\* Centro de Geologia Eschwege - UFMG

RESUMO

São apresentados aspectos geológicos do denominado Distrito Diamantífero do Rio Salobro, sul do Estado da Bahia. As rochas regionais incluem o Embasamento Cristalino, o Complexo Igneo de Itabuna e o Grupo Rio Pardo (Pré-Cambriano), com coberturas sedimentares pleistocênicas (Grupo Barreiras) e sedimentos inconsolidados recentes associados. Os diamantes na região estão relacionados aos conglomerados da Formação Salobro, do Grupo Rio Pardo. É atribuída uma origem em leques aluviais para o Conglomerado Salobro. São discutidos aspectos quanto à geologia econômica do distrito diamantífero.

ABSTRACT

They are presented geological aspects of denominated Diamondiferous District of Rio Salobro, southern Bahia State. The country rocks are: Basement Complex, Itabuna Igneous Complex and Rio Pardo Group (Pre-cambrian), with pleistocenic sedimentary covers (Barreiras Group) and inconsolidated sediments associated. The diamonds in the region are related to the conglomerates of Salobro Formation, Rio Pardo Group. It's attributed a continental origin in alluvial fans to the Salobro Conglomerate. They are discussed some aspects of the economic geology of diamondiferous district.

1 - INTRODUÇÃO

As primeiras notícias sobre a ocorrência de diamantes na Bahia devem-se aos naturalistas alemães Spix & Martius, que em 1820 internaram-se no sertão baiano e reconheceram a identidade geológica das formações que ocorrem na região da Chapada Diamantina com as já célebres formações diamantíferas do centro-norte de Minas Gerais. Desta forma, na década de 1840, a região da Serra do Sincorá (onde logo surgiriam as vilas de Andaraí e Lençóis) estava pontilhada por inúmeras pequenas lavras diamantíferas.

A região diamantífera do Rio Salobro, distante quase 400 km da Chapada Diamantina, está situada no extremo sudeste do Estado da Bahia.

(Município de Canavieiras) e foi descoberta apenas em 1881. Desde então a área vem sendo explorada intermitentemente até os dias de hoje.

A descoberta das primeiras gemas deu-se quando um professor oriundo de Lençóis, estabelecendo-se em Canavieiras, juntamente com um garimpeiro daquela cidade executou alguns testes em aluviões da localidade de Salobro (Pereira, 1908), então um pequeno vilarejo semi-abandonado da época da exploração colonial do pau-brasil. Logo, reuniu-se no local um grande número de garimpeiros da região central do estado e mesmo de Minas Gerais, atraídos pelas notícias da abundância de diamantes da área. Em 1883, a lavra havia tomado tal incremento que no local vicejavam quase mil "ranchos" (Leonardos, 1937).

O distrito diamantífero do Rio Salobro (Fig.2), compreende uma área restrita devido ao próprio controle estratigráfico rigoroso das jazidas conhecidas; sempre associadas às proximidades imediatas dos conglomerados polimíticos da Formação Salobro, Grupo Rio Pardo. O acesso à área é feito a partir da BR-101, sentido de Salvador, de onde, entre a ponte do Rio Pardo e o trevo para a cidade de Camacã, cerca de 6km depois da ponte, toma-se uma estrada encascalhada à direita (BA-270), com destino às localidades de Santa Luzia (Km 15) e, logo após, Nova Betânia (Km 21), atual nome do antigo vilarejo de Salobro. O trabalho consistiu do reconhecimento do distrito diamantífero, baseando-se principalmente nos caracteres geológicos e paleogeográficos da sequência mineralizada (o Conglomerado Salobro) e na situação atual e possibilidades futuras desse distrito.

## 2 - SINOPSE GEOLÓGICA REGIONAL

A bacia sedimentar anqui-metamorfizada do Rio Pardo, de provável idade proterozóica-superior, está desenvolvida em uma depressão tectônica isolada e restrita, marginal e pós-tectônica à grande faixa de dobramentos do proterozóico-médio, que constituem o Supergrupo Espinhaço e unidades homotaxiais.

Os primeiros estudos sobre a geologia da área devem-se a Hartt (1870), o qual refere-se a "uma série de conglomerados, arenitos e folhelhos inclinados, com obscuros restos vegetais", de suposta idade devoniana, encontrados na região do baixo Rio Pardo.

Após a descoberta dos depósitos diamantíferos, vários pesquisadores realizaram visitas de reconhecimento à área, onde os mesmos conglomerados foram generalizadamente observados em todo distrito (Chatrian, 1886; Oliveira 1902; Derby, 1906; Gonçalves, 1911; Oliveira, 1925; entre outros). A sequência de conglomerados e rochas associadas foi denominada de Formação Salobro por Oliveira & Leonardos (1940), que reconheceram ainda, sobreposta, a Formação Rio Pardo, com predomínio de metapelitos e metacarbonatos. Almeida (1954), em novos estudos, correlacionou tais unidades às séries Lavras (Formação Sopa) e Bambuí, respectivamente.

Mapeamentos sistemáticos efetuados a partir de 1967, levaram à descrição detalhada da estratigrafia da bacia do Rio Pardo, consignada em Pedreira et alii (1969), Andrade & Nunes (1974), Pedreira (1976 a), Pedreira (1979), Lima et alii (1981), entre outros, no quais são reconhecidas seis formações integrantes do Grupo Rio Pardo (da base para o topo): Panelinha (conglomerados), Camacã (metassiltitos e rochas carbonáticas), Salobro (conglomerados, metarenitos grauvaqueanos, e metagrauvascas), Água Preta (metassiltitos), Serra do Paraíso (filitos, mármoreis e dolomitos) e Santa Maria (metarenitos). Existem ainda controvérsias quanto ao "status" de formação às unidades basal e de topo, que podem interdigitar-se lateralmente com as formações adjacentes, ou mesmo faltarem em vários locais. No mapa da figura 1 são mostradas as áreas de ocorrência das unidades mencionadas.

O Grupo Rio Pardo está instalado sobre um embasamento granito-gnaissico proterozóico inferior a arqueano que, na região sudeste do estado recebe a denominação de Complexo de Jequiê, a norte da bacia, e Complexo de Caraíba-Paramirim, a oeste da mesma (Lima et alii, 1981). Ambos

são mostrados indiferenciadamente no mapa apresentado. Cortam esse embasamento as rochas intrusivas do Complexo de Itabuna (gabros, sienitos, sodalita-nefelina sienitos, traquitos, dioritos, granodioritos, etc.). A leste e a sul da bacia, os metassedimentos do Grupo Rio Pardo são recobertos pelos sedimentos terciários da Formação Barreiras (arenitos imaturos, conglomerados finos e siltitos) e por depósitos holocênicos aluviais (Fig.1).

Sobre a origem da bacia do Rio Pardo, as opiniões são ainda controversas, podendo ela representar uma bacia intracratônica situada sobre a borda do Cráton do São Francisco, ou ainda constituir parte de um miogeossinclinal que se estenderia para oeste, com a porção eugeossinclinal situada no lado africano (Torquato, 1976).

## 3 - O CONGLOMERADO SALOBRO

O Grupo Rio Pardo, apesar de ter sua área de ocorrência restrita à região, tem uma história deposicional complexa, principalmente devido ao forte controle tectônico que moldou a sedimentação de suas várias formações.

Segundo Pedreira (1976 a, 1979), a Formação Panelinha depositou-se sob condições tectônicas instáveis, em ambiente continental, possivelmente como um fanolomero, sobre os planos de falha que limitam a bacia a norte. Em um período de maior estabilidade tectônica, depositaram-se os pelitos e carbonatos da Formação Camacã, sob condições marinhas de pouca profundidade e em contexto transgressivo, na bacia tectônica já parcialmente preenchida.

Em novo período de instabilidade tectônica, ocorreu o preenchimento da porção sul da bacia, limitada por falhamento, depositando-se a Formação Salobro, com material originado de um provável alto do embasamento ("Alto Estrutural do Rio Pardo" - Fig.2). Reativações nesse falhamento provocaram as variações faciológicas observadas, com fácies de conglomerados, metagrauvascas e metarenitos que gradam para o topo e metassiltitos (Pedreira, 1976 a).

Com o total preenchimento da bacia, a sedimentação estende-se também para oeste com a criação de uma sub-bacia, em condições tipicamente marinhas transgressivas sobre o embasamento. Nesta fase, depositam-se as Formações Água Preta, Serra do Paraíso e Santa Maria (metapelitos e rochas carbonáticas intercaladas).

O conglomerado polimítico que tipifica a Formação Salobro (Oliveira & Leonardos, 1940) é mal selecionado, mal classificado e sem "grading" observável. Compõe-se de seixos preferencialmente arredondados e, em menor escala, sub-arredondados, de rochas variadas como granitos, gnaisses, granulitos, quartzo, traquito, sílex, rochas básicas e carbonáticas. A matriz é arenosa impura e de coloração esverdeada, constituída de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha, com ainda clorita, epidoto-zoisita, leucoxênio, sericita e óxido de ferro (Mascarenhas et alii 1979). O tamanho dos seixos varia desde alguns milímetros até cerca de 50cm de diâmetro maior e estes predominam amplamente sobre a matriz (Fot. 1).

O Conglomerado Salobro forma uma faixa descontínua de direção aproximadamente SW-NE, com cerca de 20 km de comprimento por uns 10km de largura médios (Fig.2). As melhores exposições dessa rocha ocorrem nas proximidades dos povoados de Nova Betânia e Cruz de Fia, na região do Rio Salobro. Conglomerados idênticos afloram no leito do Rio Pardo, próximo a Novo Horizonte e Mascote. O conglomerado que sustenta a Serra do Lapão, constituído essencialmente por seixos de rochas carbonáticas em matriz arenosa, também é incluída na Formação Salobro (Pedreira et alii 1969).

Os corpos de conglomerados posicionam-se preferencialmente na porção basal da unidade. São lenticulares e parecem gradar, lateral e verticalmente, para metagrauvascas conglomeráticas. Em ambos, a presença de materiais detríticos, como quartzo, feldspato, epidoto, mica, granada e anfíbólio, evidencia a imaturidade dos sedimentos e sua associação com

as rochas granulíticas do embasamento. No topo da Formação Salobro predominam metassiltitos esverdeados, denotando o "fining upward" da sequência.

Algumas estruturas sedimentares primárias ainda preservadas na Formação Salobro, tais como estratificações cruzadas acanaladas e marcas onduladas, mostram atitudes de paleocorrentes provenientes de sudoeste, ou seja, da feição denominada "Alto Estrutural do Rio Pardo" (Fig.2). A sequência litológica, as estruturas primárias observadas, a desorganização interna e a distribuição areal da faixa de conglomerados, além de uma redução de espessura dos mesmos em direção a NE, sugerem uma deposição em forma de leques coalescentes, em ambiente continental, com fonte a SW, na região do alto estrutural citado. Não existem, portanto, evidências quanto a uma origem glacial para o conglomerado Salobro, conforme sugerido por Oliveira & Leonardos (1940).

Além disso, o Conglomerado Salobro é diamantífero. Para verificar tal hipótese, Derby (1906), informa que coordenou pessoalmente a lavagem separada de cerca de 1,5cm<sup>3</sup> de conglomerado decomposto, resultando em um diamante pesando cerca de 0,75ct. Ao que parece, esta é a única citação concreta sobre a ocorrência de diamante no conglomerado, apesar de existir consenso quanto à proveniência da gema desta rocha.

#### 4 - DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS DA REGIÃO DO RIO SALOBRO

O Distrito Diamantífero do Rio Salobro (Fig.2) é especialmente interessante por sua notável diferença de todos os demais distritos brasileiros. Sua proximidade com o mar (cerca de 40km) e a ausência de relevos topográficos proeminentes, como sempre ocorre nas regiões diamantíferas da Bahia e Minas Gerais, caracterizam essa singularidade. Além disso, toda região é recoberta por um espesso manto de solo que suporta densas florestas tropicais, atualmente em acelerado processo de desmatamento, que dificulta as observações geológicas. O Rio Salobro é um afluente do Rio Una, neste desaguando já na região de baixada litorânea

Em todos os aluviões e terraços aluvionares lavrados do distrito, o Conglomerado Salobro está exposto e assim as lavras ocorrem sempre nas proximidades imediatas de seus afloramentos, denotando o curto transporte de seus componentes. Sem dúvida, os principais minerais acompanhantes do diamante na área, como quartzo, sílica concrecionária, jaspes vermelho, calcedônia, turmalina preta, cianita, estauroilita, etc., estão também presentes nos níveis de conglomerados e não mostram quase sinais de arredondamento.

Ficam assim, caracterizadas as três formas de mineralização diamantífera na área: (1) Conglomerado Salobro; (2) Terraços Aluvionares Pleistocênicos e (3) Aluviões Recentes. Apenas os dois últimos tem sido lavrados nestes últimos 100 anos de mineração na região do Rio Salobro, sendo que os aluviões rapidamente se esgotaram e os terraços aluvionares tem fornecido os mais ricos depósitos. A zona principal onde tem se desenvolvido a maioria dos serviços de mineração não deve exceder 5km<sup>2</sup> de área.

Os principais garimpos de diamante situam-se a oeste do povoado de Nova Betânia (antigo Salobro) e estendem-se até sul da localidade conhecida como Cruz de Pia. O Rio Salobro é diamantífero desde suas cabeceiras até pouco mais de 1km abaixo de Nova Betânia, diminuindo progressiva e rapidamente os teores nessa direção. Os mais afamados depósitos são, de oeste para leste: Salobro, Córrego do Hospital, Lagoa Dourada, Maneco, Triunfo e Benezé (este dois no Córrego Salobrinho), e Cruz de Pia, na localidade do mesmo nome. Alguns pequenos córregos pertencentes à bacia do Rio Pardo também são diamantíferos, como o Criminosos e o Verde, além de seus afluentes (Oliveira, 1902).

O cascalho diamantífero está sob uma cobertura estéril que varia entre 5 a 10 metros, constituída de argilas e areias. A espessura do cascalho varia entre alguns centímetros até 2 metros (Pedreira, 1976b) e o bed-rock (piçarra para os garimpeiros) é constituído pelo próprio con-

glomerado, já algo alterado.

Os diamantes da região do Rio Salobro caracterizam-se por sua excelente qualidade, embora o tamanho médio das pedras raramente exceda a 1 ct. Mesmo assim, existem referências sobre a descoberta de uma pedra de 60 ct (Pedreira, op.cit.). As gemas são normalmente claras, perfeitamente cristalizadas e não mostram sinais de rolamento, predominando as de forma hexatetraédrica. Ao contrário das jazidas da Chapada Diamantina, não ocorrem carbonados na área.

Em se considerando a extensão reduzida do distrito, a produção de diamantes do Salobro tem sido relativamente expressiva, revelando depósitos restritos porém com teores significativos. Começando a produzir em 1882, segundo Prager (in Pereira, 1906), até 1890 haviam sido extraídos cerca de 3100 ct de diamantes do distrito. Até hoje, estima-se, em bases estatísticas, que pelo menos 5500 ct já foram produzidos na região.

#### 5 - CONCLUSÃO

A caracterização do Distrito Diamantífero do Rio Salobro permite reconhecer sua singularidade em relação às outras áreas diamantíferas da Bahia e Minas Gerais. Estas, além de localizadas a grande distância tem aspectos geológicos e mineralógicos distintos. Apesar do modelo proposto para a origem do Conglomerado Salobro, em leques aluviais, necessita-se ainda melhor definir o contexto geotectônico da bacia metassedimentar do Rio Pardo. Os leques aluviais observados são depósitos terrígenos, continentais, associados a tectonismo na área fonte e dispostos em canais. As metagrauvas que predominam na área fonte e dispostas deste tipo de ambiente e devem representar sub-fácies anastomosadas interlobos, também distais, onde os leques adjacentes coalescem e onde observam-se os estratos cruzados acanalados.

É interessante observar que as lavras diamantíferas concentram-se na região do Rio Salobro até Nova Betânia, onde são observados inúmeros afloramentos do conglomerado da Formação Salobro. Porém, existem também muitos conglomerados da mesma unidade expostos no Rio Pardo, na região entre Novo Horizonte e Mascote e, até hoje, não são conhecidos depósitos diamantíferos nessa área. Apesar de a primeira vista parecer incoerente os diamantes concentrarem-se em porções aparentemente mais distais dentro dos conglomerados, o fato pode ser explicado estabelecendo-se que, na área do Rio Salobro devem aflorar níveis inferiores dos leques. Aceita essa premissa, é de se esperar que na região do Rio Pardo, os níveis conglomeráticos diamantíferos estejam em maior profundidade.

As reservas minerais da área são limitadas. Esgotados os aluviões recentes e com a progressiva exaustão dos terraços aluvionares, as prospecções devem voltar-se para os metaconglomerados, que pelos teores dos aluviões próximos, devem também possuir teores significativos. A rocha fonte do diamante nos conglomerados, ainda desconhecida e possivelmente situada sob os metassedimentos das formações Água Preta e Serra do Farraio, a sudoeste da região do Rio Salobro, é de prospecção muito mais difícil. Corroboram para uma fonte próxima, os diamantes serem pouco ou nada rolados, a imaturidade dos sedimentos associados e sua grande abundância em uma área de reduzidas dimensões.

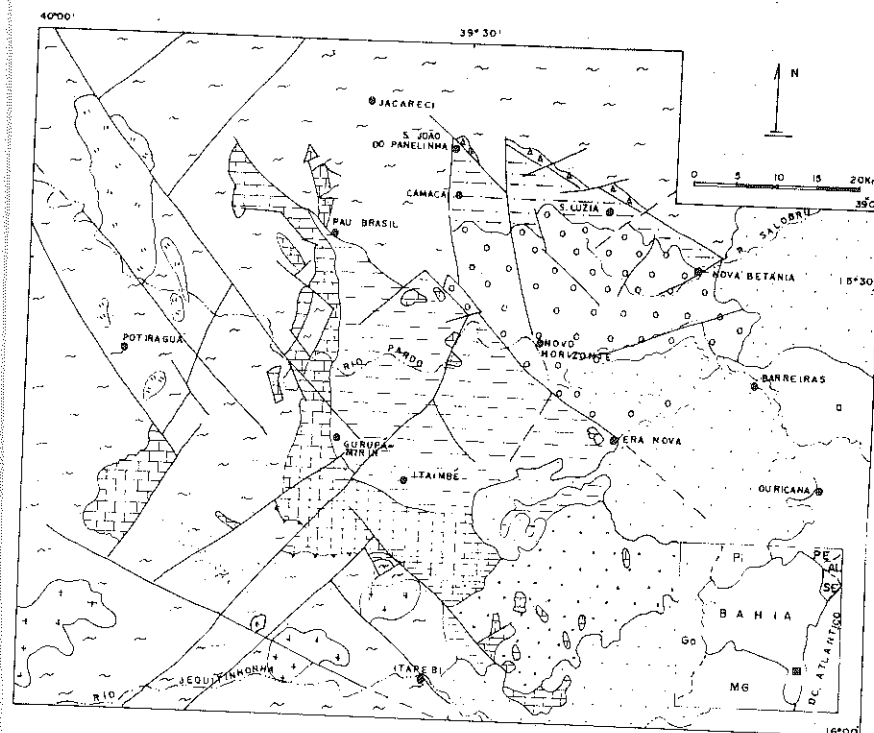
Considerando, porém, a rocha fonte dos diamantes (Kimberlitos?) como intrusiva no Embasamento Cristalino, abrem-se perspectivas para a descoberta dessas rochas a nível regional. Tais rochas poderiam relacionar-se genética e cronologicamente com as rochas intrusivas diferenciadas do Complexo Igneo de Itabuna.

#### AGRADECIMENTOS

O autor expressa seus agradecimentos ao pessoal de Camacã (Bahia), pela ótima acolhida e estende-os à Srta. Marta Maria Couto, pela datilografia do texto e ao Geraldo Dupim, pelos desenhos.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

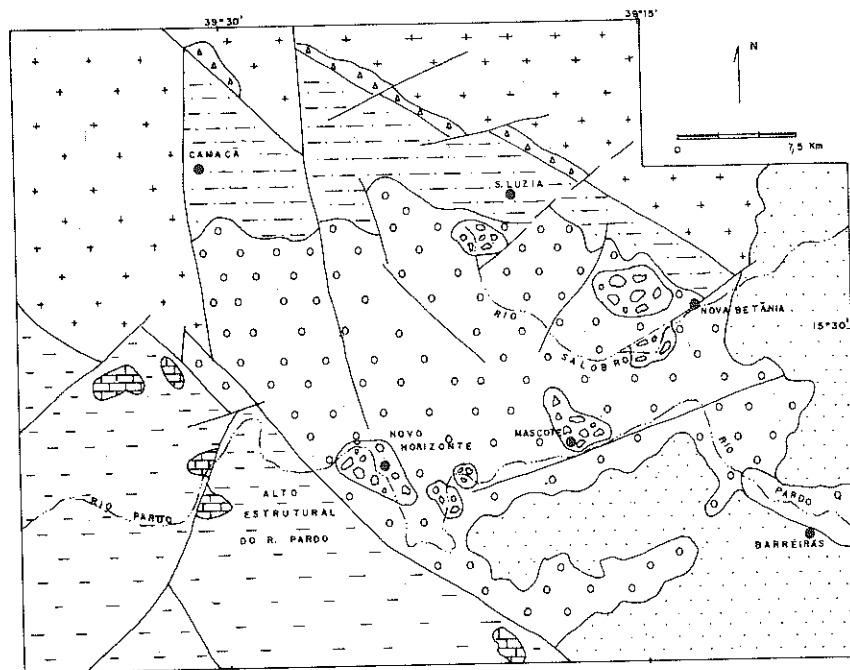
- ALMEIDA, F.F.M.de (1954) - Seção de Geologia. Relat. Anual Diret. 1953 Rio de Janeiro, INPM/DGM, p.46-52.
- ANDRADE, A.R.F. & NUNES, A.de B. (1974) - Mapeamento Geológico da Bacia do Rio Pardo. Cong. Bras. Geol., 28º, Porto Alegre, Res. das Comunic., p. 253-256.
- CHATRIAN, N. (1886) - Sur le gisement de diamants de Salobro (Bresil). Bol. Soc. Franc. Mineralogie, Paris, V.9, p. 302-305.
- DERBY, O.A. (1906) - The Geology of the Diamond and Carbonado Washings of Bahia, Brazil. Econ. Geology, 1: 134-142.
- GONÇALVES, A.D. (1911) - Estudo Geológico das Zonas Diamantíferas da Bahia. Typographia do Diário da Bahia, Salvador, 106p.
- GORCEIX, H. (1884) - Estudo dos Minerais que Acompanham o Diamante na Jazida de Salobro, Província da Bahia, Brazil. An. Esc. Minas de Ouro Preto, V.2, p.219-227.
- HARTT, C.F. (1870) - Geology and Physical Geography of Brazil. Field Os-good, Boston, 620 p.
- LEONARDOS, O.H. (1937) - Diamante e Carbonado no Estado da Bahia. INPM/SFPM, Rio de Janeiro, Avulso 19, 21p.
- LIMA, M.I.C.de.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F.; SILVA, J.M.R. & SIGA Jr., O. (1981) - Folha SD.24 Salvador Geologia. Projeto Radambrasil, Rio de Janeiro, Levant. Rec. Nat., Vol. 24, p. 25-192.
- MASCARENHAS, J.de F.; PEDREIRA, A.J.de C.L.; GIL, C.A.A.; NEVES, J.F.; OLIVEIRA, J.E.; SILVA FILHO, M.A. & MARINHO, M.M. (1979) - Geologia da Região Centro-Oriental da Bahia. MME/INPM, Brasília, Geologia Básica nº 8, 128p.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.M. (1940) - Geologia do Brasil. Serv. de Inf. Agrícola, Rio de Janeiro, Série Didática 2, 813p.
- OLIVEIRA, E.de (1925) - Jazidas de Diamante do Salobro. Serv. Geol. Min., Brasil, Rio de Janeiro, Bol. 13, p.111.
- OLIVEIRA, F.de P. (1902) - The Diamonds Deposits of Salobro, Brazil. Brazilian Mining Review, Ouro Preto, V.1, p.19-21.
- PEDREIRA, A.J. (1976a) - Estrutura da Bacia Metassedimentar do Rio Pardo Bahia, Brasil. An. 29º Cong. Bras. Geol., Ouro Preto, Vol.2, p.157-168.
- PEDREIRA, A.J. (1976b) - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Salvador (SD.24), Texto Explicativo. MME/INPM, Brasília 127p.
- PEDREIRA, A.J. (1979) - Bacia Metassedimentar do Rio Pardo. In: Inda H. A.V., Coord. Geologia e Recursos Mineraiis do Estado da Bahia; Textos Básicos. SME/CHM, Salvador, Vol.4, p.3-21.
- PEDREIRA, A.J.de C.L.; SOUTO, P.G. & AZEVEDO, H.C.A. (1969) - Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia, Brasil. An. 23º Cong. Bras. Geol., Salvador, p.87-100.
- PEREIRA, G.A. (1906) - Minas Diamantíferas do Salobro. Bol. Dir. Agric. Viação Ind. e Obras Publ. do Est. da Bahia, Salvador, V.8, p.11-19.
- TORQUATO, J.R.F. (1976) - Geotectonic Correlation Between SE Brazil and SW Africa. An. Acad. Bras. Ciênc., 48 (suplemento): 353-363.



**LEGENDA**

- |                         |                      |                           |   |
|-------------------------|----------------------|---------------------------|---|
| QUATERNÁRIO / TERCIÁRIO |                      | PROTEROZOICO INFERIOR (?) |   |
| ○                       | ALUVIÕES             | □                         | ARQUEANO (?)                                      |
| □                       | GR. BARREIRAS        | □                         | COMPLEXO DE ITABUNA                               |
| PROTEROZOICO SUPERIOR   |                      | □                         | GRANITOS  |
| GRUPO RIO PARDO         |                      | □                         | GRANULITOS, MIGMATITOS E SNAISSÉS INDIFERENCIADOS |
| □                       | FM. SANTA MARIA      | —                         | RIO   |
| □                       | FM. SERRA DO PARAÍSO | ●                         | CIDADE  |
| □                       | FM. ÁGUA PRETA       | —                         | FALHA NORMAL                                      |
| □                       | FM. SALOBRO          | —                         | FALHA DE EMPURRÃO                                 |
| □                       | FM. CAMACÃ           | —                         | CONTATO   |
| □                       | FM. PANELINHA        |                           |   |

FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIO PARDO, SUDESTE DA BAHIA (SIMPLIFICADO DE PEDREIRA, 1979 E LIMA ET ALII, 1981)



**LEGENDA**












-  ALUVIÃO
-  GR. BARREIRAS
-  FM. SERRA DO PARAÍSO
-  FM. ÁGUA PRETA
-  FM. SALOBRO  
(CONGL. SALOBRO INTERCALADO)
-  FM. CAMACÁ
-  FM. PANELINHA
-  EMBASAMENTO CRISTALINO
-  CONTATO LITOLÓGICO
-  FALHA
-  DRENAÇÃO
-  CIDADE/VILA

FIG. 2 : GEOLOGIA DA REGIÃO DIAMANTÍFERA DO RIO SALOBRO.  
( MODIFICADO DE PEDREIRA, 1979).

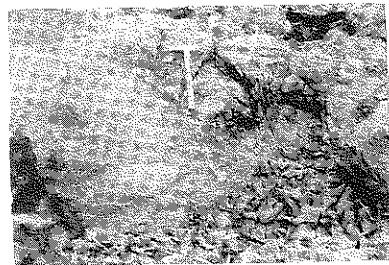


FOTO 1 : CONGLOMERADO POLIMÍTICO DIAMANTÍFERO SALOBRO