

ANAIS DO 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim Nº 5

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de

 **CNPq** CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO
CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO

 Secretaria de Estado de Minas e Energia

Belo Horizonte, Agosto, 1985

ANAIS DO 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim Nº 5

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de



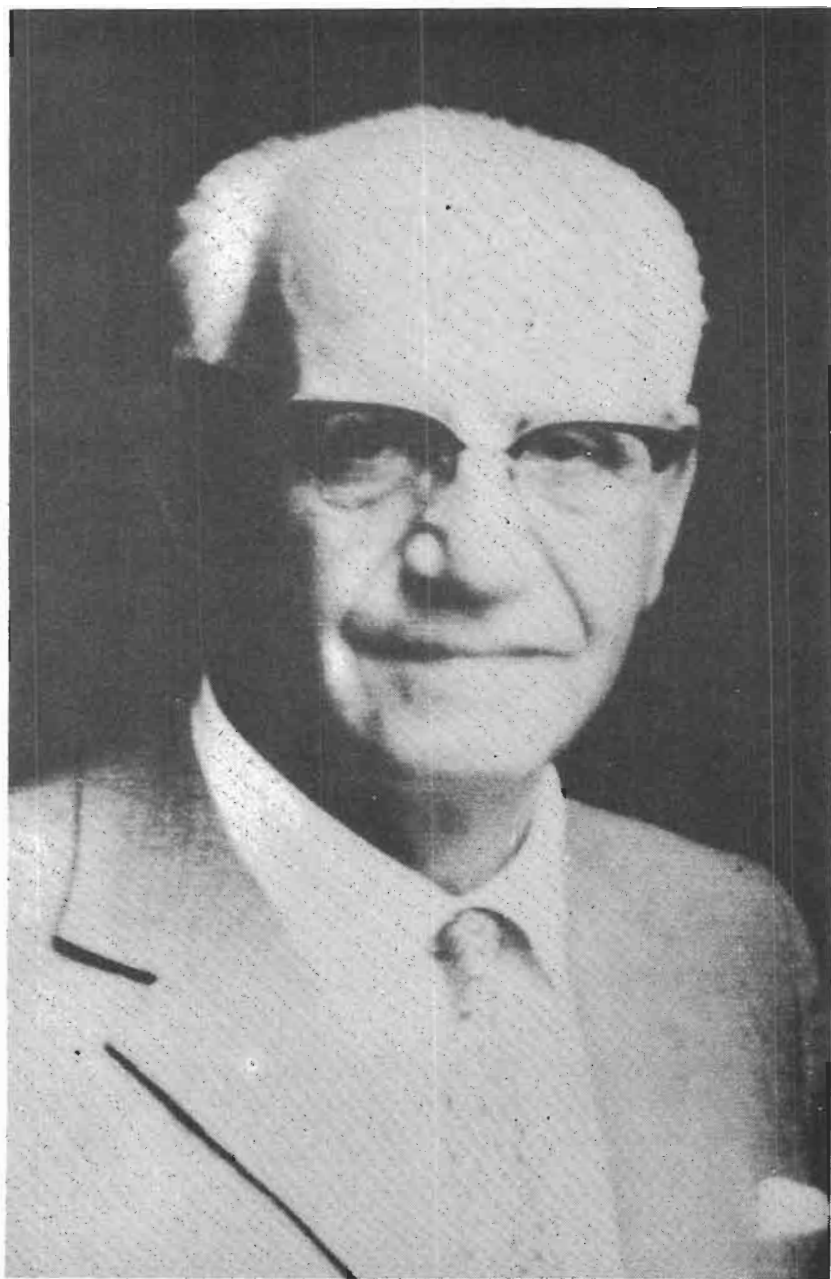
Belo Horizonte, Agosto, 1985

NÚCLEO DE MINAS GERAIS

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

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente Antonio Carlos Pedrosa Soares
Secretário João César de Freitas Pinheiro
Tesoureiro Antonio Gomes de Araujo
Colaboradores Arnaldo Gramani
Atahualpa Valença Padilha
Cristina Augustin
Eurípedes Palazzo Silva
João Henrique Grossi Sad
José Carlos Bôa Nova
Lúcia Castanheira de Moraes
Luiz Lourenço Fregadolli
Mariela Martins
Ricardo Diniz Costa
Sebastião Domingos de Oliveira



LUCIANO JACQUES DE MORAES
(1896 - 1968)

GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE CIANITA DO DISTRITO DE OURO PRETO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

F.R.M. Pires e M.T. Neves 251

DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES DO DISTRITO AURÍFERO DE DIAMANTINA, MG

Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves e Alexandre Uhlein 264

GEOLOGIA E DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS DA REGIÃO DE SOPA, DIAMANTINA, MG

Ivo Antônio Dossin, Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves, Alexandre Uhlein e Carlos José de Souza Alvarenga 276

V - GEOLOGIA APLICADA E ECONOMIA MINERAL

GEOLOGIA EM ÁREAS URBANAS - UMA EXPERIÊNCIA EM OURO PRETO

Edézio Teixeira de Carvalho 291

PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA INCLINADA APLICADA À ANÁLISE DE ESTABILIDADE DE TALUDES ROCHOSOS

José Carlos Virgili 298

PERSPECTIVAS DE INCREMENTOS NA PRODUÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA UTILIZANDO-SE TÉCNICAS DE ESTIMULAÇÃO DE POÇOS

Paulo Cyro Baptista Escodino 313

BALANÇO DA PRODUÇÃO DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA NO ESTADO DE MINAS GERAIS

Marcus Pereira de Mello 321

NOTAS SOBRE AS RELAÇÕES DE TRABALHO NA GARIMPAGEM DE PEGMATITOS DO MÉDIO JEQUITINHONHA, MINAS GERAIS

Antônio Carlos Pedrosa Soares 332

VI - MESA REDONDA: "O PRÉ-CAMBRIANO DE MINAS GERAIS"

ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO DE MINAS GERAIS

U.G. Cordani, W. Teixeira e A.V. Padilha 338

ASPECTOS METALOGÊNICOS DO PRÉ-CAMBRIANO DE MINAS GERAIS

P.G. Ferrari 348

ALGUNS TEMAS POLÊMICOS DA GEOLOGIA PRECAMBRIANA DE MINAS GERAIS E SUGESTÕES DE INVESTIGAÇÕES PARA RESOLVÊ-LOS

E.A. Ladeira 354

ALGUMAS FEIÇÕES DO PRÉ-CAMBRIANO DO MACIÇO DE GUAXUPÉ

E. Wernick 366

METODOLOGIA E PROBLEMAS NO ESTUDO DO PRÉ-CAMBRIANO DO SUL DE MINAS GERAIS

R.A.J. Trow 372

SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL: GEOLOGIA DOS TERRENOS ARQUEANOS E PROTEROZÓICOS

A.C.C. Fogaça 377

APRESENTAÇÃO

A história de Minas Gerais tem suas raízes profundamente alicerçada no extrativismo mineral, remontando sua formação às incursões das bandeiras em busca de riquezas em seu território, que culminaram na descoberta de ouro e diamante. No período atual, com sua diversificada produção mineral, o Estado continua sendo o principal fornecedor de matérias-primas do país. Como consequência, Minas Gerais é, historicamente, o polo propulsor do desenvolvimento dos conhecimentos geológicos no Brasil.

Num período crítico da produção mineral brasileira, em que se assiste à paralisação dos levantamentos geológicos básicos, comprometendo seriamente o desenvolvimento do nosso setor mineral, o Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, cumprindo o papel que lhe foi outorgado pela comunidade, malgrado as dificuldades inerentes a este panorama, promove o 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS.

O evento vem suprir uma grande lacuna, incentivando cientistas e técnicos a desenvolverem e divulgarem estudos e a permutarem conhecimentos, adquiridos muitas vezes, em condições adversas, mas mantendo em alto nível a tradição herdada de nossos maiores.

É assim que, destacamos como homenageado do Simpósio o ilustre cientista Luciano Jacques de Moraes, onde estão espelhados os valores e conhecimentos, que continuamos a valorizar e emular.

Por outro lado, o Núcleo da SBG não restringe sua atuação às discussões técnico-científicas; foca também sua atenção para questões relevantes da política mineral e atua como foro para debates e proposições relativas à reestruturação e reordenamento setorial e reformulações da legislação mineral, como serão aprofundados neste Simpósio.

O sucesso do Simpósio, que desde já consideramos garantido, deve-se a todos que jamais deixaram de entender seu significado, prontificando-se a apresentar trabalhos e participar das sessões, destacando-se a atuação da Comissão Organizadora. Sua dedicação, possibilitou a concretização do evento, e a Diretoria do Núcleo, em nome da comunidade, deixa registrado sincero agradecimento pelo seu empenho.

Por fim, agradecemos a todas empresas pelo apoio financeiro, sem o qual teria sido demasiadamente difícil a concretização desse evento.

Antonio Gomes de Araújo
Presidente do Núcleo

Belo Horizonte, Agosto, 1985

DEDICATÓRIA A LUCIANO JACQUES DE MORAES

O Núcleo Minas Gerais, da Sociedade Brasileira de Geologia, dedica à memória do grande geólogo mineiro Luciano Jacques de Moraes seu 3º Simpósio de Geologia.

Em 1961 foi-lhe conferida a Medalha José Bonifácio de Andrada e Silva, honraria máxima a que nossos geólogos podem almejar. Tive o prazer de presenciar a cerimônia de entrega desta medalha, em Florianópolis, durante o XVº Congresso Brasileiro de Geologia.

Em 1968, aos 72 anos de idade, faleceu tragicamente, em plena atividade profissional. Teve uma vida produtiva e sua morte foi uma enorme perda para a geologia nacional.

A SBG dedicou seu XXIIº Congresso, em Belo Horizonte, no ano de 1968, *in memoriam* do Dr. Luciano.

Vê-se, pelo que foi dito, o respeito que a comunidade geológica brasileira tinha e tem pelo Dr. Luciano. A atual homenagem, carinhosa em sua concepção, mostra como os geólogos mineiros da nova geração cultivam sua memória. Sobre o mesmo assim se manifestou o Prof. Aluizio Licínio de Miranda Barbosa, em 1968: *Os geólogos que trabalham neste Estado dificilmente encontrarão problemas que ele não tenha considerado e, sobretudo, não deixarão de encontrar as relações de campo por ele indicadas, exatamente no local pelo mesmo mencionado. Resta-nos o consolo de poder transmitir aos mais jovens membros da fraternidade geológica o culto à memória desse a quem ninguém jamais disputou o título de maior geólogo de campo do Brasil.*

Encarregou-se a Comissão Organizadora deste 3º Simpósio de preparar um memorial sobre Luciano Jacques de Moraes. Tarefa muito difícil; por isso consultei o eminente geólogo e engenheiro Dr. Glycon de Paiva que, gentilmente, nos brindou com o texto reproduzido a seguir. São anotações que honram a lembrança do Dr. Luciano.

A preparação desse memorial foi também possível graças à cooperação de Sérgio Jacques de Moraes, que forneceu informações básicas, incluindo uma foto constante deste volume. No caso da bibliografia, fiz uma revisão e reorganização da mesma, com pequenas correções. Somos todos gratos ao Dr. Sérgio pela sua prestimosa ajuda.

J.H. Grossi Sad

Belo Horizonte, Junho, 1985

MEMORIAL DE LUCIANO JACQUES DE MORAES

por Glycon de Paiva

Nasceu Luciano Jacques de Moraes em Minas Gerais, em fazenda em Ja guarussu, não longe de Itabira do Campo, no penúltimo dia do ano de 1896.

Faleceu setenta e dois anos depois, a 15 de março de 1968, vítima de desastre de automóvel no Sul de Minas, em viagem para exercício de sua profissão de geólogo consultor.

Formou-se em 1922, aos 26 anos, em engenharia civil e de minas, pe la Escola de Minas de Ouro Preto. Sua turma, até então, foi a mais nume rosa da história da Escola.

Os estudos preparatórios fê-los no Ginásio de Ouro Preto, termi nando-os aos vinte anos de idade. Isso porque, perdido desde o princí pio do século em fazenda do interior de Minas, só veio a aprender a ler e escrever na altura dos dez anos de idade, no Grupo Escolar de Itabira e no Instituto D. Bosco de Cachoeira do Campo. Começou a vida de geólo go no Nordeste do Brasil, a serviço da *Inspetoria de Obras Contra as Se cas* onde permaneceu três anos depois de escrever um de seus mais impor tantes estudos: "Serras e Montanhas do Nordeste" em dois volumes.

Logo depois passou a integrar o antigo *Serviço Geológico e Minera lógico do Brasil*, sucessivamente *Departamento Nacional da Produção Mine ral*.

A tarefa que lhe foi distribuída nas *Secas* foi a de estudar a geo logia dos relevos altos do Nordeste, "serras e montanhas" uma vez que o relevo tinha sido o principal objeto do trabalho dos geólogos america nos, para esse fim contratados a partir de 1909 quando criada a *Inspeto ria Federal de Obras Contra as Secas*.

A crucial necessidade de conhecimento geológico das regiões bai xas do Nordeste, preparatório da escolha de sítios para localização de barragens, determinou o contrato dos profissionais americanos para se encarregarem de levantar a geologia das áreas inundáveis. Demonstraram-se altamente capazes. Entre eles, distinguiram-se Roderic Crandall, Ger ald Waring, Horace Small e Ralph Soper. Deve-se a esses quatro profis sionais a explicação geológica fundamental do peneplano nordestino.

Já as serras e montanhas da região, isto é, os inselbergen, resis tentes à peneplanação generalizada não interessavam necessariamente à execução dos projetos de barragens. Entretanto, quando Miguel de Arroja do Lisboa foi nomeado *Inspetor Geral das Obras Contra as Secas em 1922*, uma de suas primeiras providências foi o estudo das *serras e montanhas do Nordeste*, não consideradas como vimos, pelos geólogos americanos que o antecederam.

Daí, o contrato de Luciano Jacques de Moraes pelo qual se interes sou seu paraninfo de formatura, Miguel de Arrojado Lisboa. O estudo mi croscópico das rochas nordestinas colhidas por Luciano foi de Djalma Guimarães. Nasceu, daí, funda amizade entre ambos perdurando pela vida toda.

Aos 30 anos entrou Luciano para o quadro dos geólogos do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, em 1926, aí permanecendo até 1957 quando se aposentou, aos sessenta anos, como Diretor-Geral da Produção Mineral.

Sistematicamente praticou Luciano Jacques geologia de campo para o DNPM até 1947. Nos últimos seis anos desse período foi chamado a preencher cargos de importância como Diretor de Divisão e finalmente Diretor -Ger al. Durante três anos desse período, entretanto, foi professor de geo logia na Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo.

Suas observações concentraram-se durante vinte anos em levantamentos geológicos no Norte de Minas, tendo Diamantina como Centro. É que a origem do diamante brasileiro, preocupação marcante de Djalma Guimarães foi sempre o leit-motiv desses estudos. Valeu-se totalmente de Luciano para os estudos de campo.

Todo o essencial hodierno da estratigrafia local desses terrenos precambrianos originaram-se de suas repetidas observações nessa área, nas quais sempre se achou muito interessado o maior amigo de sua vida, Djalma Guimarães. O período maduro da vida desse outro grande profissional, concentrou-se no problema da origem do diamante brasileiro. Era Djalma Guimarães um excelente profissional de gabinete. Não contava, entretanto, com condições físicas para permanecer no campo por muito tempo. Sozinho, entretanto, trabalhou na reconstituição dos estudos de petrografia entre nós, abandonados desde a morte de Derby, em 1915. Era dotado de grande imaginação e de marcante habilidade manual, e de profundo conhecimento de química. Todavia, como se assinalou, carecia de físico e de disposição para serviço de campo pesado e repetido, como exigiam as encostas da Serra do Espinhaço e a Chapada Diamantina. Por isso, baseou-se em Luciano para perseguir até solução o seu tema favorito: *localização da rocha matriz do diamante brasileiro em meio as formações geológicas do Espinhaço.*

Faltam no Brasil, ao contrário da África, pipes kimberlíticos onde se cristalize a gema. Por isso, Djalma buscava a gema original sob outras maneiras de localização. Era de opinião que só alta qualidade de geologia do campo poderia realizar a tarefa de individualizar rochas mães do diamante.

Ao encerrar Luciano sua permanência como Diretor-Geral da Produção Mineral, foi convidado a exercer o cargo de Professor de Ensino Superior na Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, onde permaneceu três anos lecionando como titular da cadeira de geologia.

Dessa etapa em diante, já figura nacional reputada de cientista da geologia, dedica-se ao exercício de carreira profissional como consultor de mineração do interesse de empresas, atendendo, ainda, a numerosos convites de associações culturais para pronunciar conferências sobre recursos minerais.

Essa tarefa exerceu-a até a data de seu trágico desaparecimento, em 1968, a serviço da profissão que escolhera a que tão altamente a vida inteira serviu, no campo, na repartição, na cátedra e no escritório profissional.

Homenagens ao geólogo Luciano de Moraes

Ao limitadíssimo número de minerais existentes na Natureza, não mais de 2.800, um novo mineral encontrado em um pegmatito de Sapucaia, em Minas Gerais, foi descoberto por William Pecora, muitos anos depois elevado ao altíssimo cargo de presidente do Serviço Geológico nos Estados Unidos, e M.L.Lindberg, em 1953, um fosfato hidratado do metal berílio pelos descobridores batizado com o nome de *Moraeszita*, em honra a Luciano de Moraes.

Também, um gênero novo de lamelibrânquio do Triássico de São Paulo, Rio Claro: *Jacqueia* lhe foi dedicado em 1944 pelo paleontólogo Josué Camargo. Igualmente, a paleontóloga americana Carlotta Joaquina, estudou em 1930 e depois em 1934, fósseis cretáceos da Paraíba, dedicou-lhe duas espécies de invertebrados que denominou *Acteonella lucianoi* e *Diplodon lucianoi*.

Em 1954, o paleontólogo Llewellyn Price, do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, estudando fósseis cretáceos da Serra Apodi, Rio Grande do Norte, caracterizou um quelônio plurodiro novo sob o nome *Apodichelis lucianoi*.

Ainda mais, os técnicos do DNPM, Evaristo Penna Scorza e Rubens da Silva Santos identificaram, em 1955, um peixe fóssil do gênero *Dastibe* em folhelho cretáceo de Presidente Olegário, espécie nova: *Moraesi*.

Finalmente, em estromatólitos do calcário do Corumbá, Mato Grosso, do gênero *Aulophycys*, o paleontologista Friedrich Sommer do DNPM caracterizou uma espécie que denominou *lucianoi*. Como sabido, estromatólitos resultam de resíduos orgânicos não individuais não classificados com o gênero.

Assim, pelo quilate da atuação geológica de Luciano de Moraes, foi ele homenageado com um mineral novo, honraria extremamente rara; com um gênero novo de lamelibranquio fóssil; por quatro novas espécies fósseis, sendo duas de lamelibranquios, uma de peixe e a quarta de tartaruga fóssil.

Trata-se pois, de um valiosíssimo certificado consagrador de reconhecimento científico universal da qualidade dos serviços prestados por Luciano no campo às ciências do subsolo, fazendo-lhe memória por toda parte.

Publicações

A obra de Luciano de Moraes abrange 170 títulos, sendo a última publicação de 1967, um ano antes de sua morte: *Proteção Contra Calamidades Públicas*.

A maioria de seus trabalhos refere-se a notas de poucas páginas publicadas para conhecimento geral e estímulo para prosseguimento de pesquisa. Todavia, são estudos extensos e profundos, treze deles, entre os quais citamos: *Serras e Montanhas do Nordeste* em dois volumes de 1924; *Geologia de Pernambuco*, Boletim nº 32, de 1928; *Geologia da região diamantífera do Norte de Minas*, de 1930; *Berilo e outros minerais de glúncio*, de 1932; *Jazidas de níquel do Brasil*, de 1935; *Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais*, de 1937 (2ª); *Jazidas de apatita de Ipanema*, de 1938; *Jazidas de Ouro de Caeté e Santa Bárbara*, de 1939; e *Recursos Minerais da Bacia Paraná-Uruguaí*, de 1956.

Retrospecto final da carreira de Luciano Jacques de Moraes

Engenheiro de minas e civil aos 26 anos, começou a vida profissional como geólogo de campo do Ministério da Viação e onde permaneceu três anos. Prosseguiu no exercício da carreira de geólogo no Ministério da Agricultura até sua aposentadoria do serviço público aos 61 anos de idade, em 1957. Dedicou-se a geologia de campo durante trinta anos, dos quais três no Nordeste e, durante vinte anos, em diversas oportunidades no Espinhaço, Norte de Minas, em torno do problema da origem do diamante local, em tarefa de campo sempre solicitada por Djalma Guimarães.

Dirigiu depois a repartição do DNPM, finalmente escolhido para Diretor-Geral durante quatro anos.

Foi ainda convocado pelo ensino universitário, lecionando durante três anos na Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de São Paulo. Os onze anos restantes de sua vida empregou-os como consultor de mineração a serviço de terceiros, no último dos quais pereceu aos 72 anos.

No campo, local de sua predileção, era incansável andarilho em busca de afloramentos; excelente classificador de rochas a olho nu, dotado de incomparável qualidade de orientação em plena mata. Madrugava, trabalhava o dia todo, freqüentemente sem almoço. Conhecia todas as frutas bravas e as ervas comestíveis do mato. Comi-as, elogiando o gosto delas.

O peso de seu bernal de amostras minerais era intolerável a partir das 3 da tarde. Extranhava as reclamações de geólogos famintos que porventura o acompanhavam, não podendo compreendê-los.

Luciano de Moraes teve influência considerável como Diretor-Geral no desenvolvimento da mineração entre nós. Entendemos que a indústria mineira de hoje, que já fatura mais de oito bilhões de dólares por ano, produzindo 67 minerais diferentes, deve-lhe muito. Cumpre a nosso ver iniciativa de um prêmio anual ao geólogo, escolhido pelos seus pares, como o mais ativo e útil geólogo de campo do ano, operando à maneira de Luciano.

Rio de Janeiro, junho de 1985.

Bibliografia de Luciano Jacques de Moraes

1924

Inscrições ruprestes no Brasil. Brasil, Insp. Obr. Contra Seccas, Publicação, Série I.D., n. 64, 56 p., illus., Rio de Janeiro.

Serras e montanhas do Nordeste. Brasil, Insp. Obr. Contra Seccas, Publicação, Série I. D., n. 58, 2 v., illus., maps., Rio de Janeiro.

1926

Jazidas de quartzo no norte do Estado de Minas Geraes. Brasil, Minister. Agr. Ind. Com., Boletim, Anno XV, v. 1, n. 4, p. 523-525.

Jazidas de quartzo no norte do Estado de Minas Geraes. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Boletim n. 18, p. 61-62, Rio de Janeiro.

Nota sobre algumas jazidas de beryllo e mica do valle do Rio Dôce, Estado de Minas Geraes. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Boletim n. 18, p. 23-32. Rio de Janeiro.

1927

Algumas jazidas de diamante no norte de Minas Geraes. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Boletim n. 24, p. 49-65, 5 est., 2 perfis geol., 1 map., Rio de Janeiro.

(Guimarães, D.). Meteorito caído na Serra de Magê, Município de Pesqueira, Pernambuco. Inst. Bras. Sci., Boletim, Anno II, n. 11, Rio de Janeiro.

(Guimarães, D.). Meteorito caído na Serra de Magê, Município de Pesqueira, Pernambuco. Separata, 4 p., illus. Of. Graph. O Progresso do Brasil, Rio de Janeiro.

1928

Areias ilmeniticas. Min. Comb. Transp., Anno I, n. 4, p. 95-97, Rio de Janeiro.

O Carbonato em Minas Geraes. Min. Comb. Transp., Anno I, n. 10, p. 239, Rio de Janeiro.

Estudos geologicos no Estado de Pernambuco. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico. Boletim n. 32, 100 p., 1 map., Rio de Janeiro.

Jazidas de quartzo no norte de Minas Geraes. Min. Comb. Transp., Anno I, n. 1, p.17-18, Rio de Janeiro.

Possibilidades da existencia do petroleo no Estado do Espirito Santo. Min. Comb. Transp., Anno I, n. 2, p. 39-40, Rio de Janeiro.

Possibilidades da occurencia de petroleo em Pernambuco. Min. Comb. Transp., Anno I, n. 3, p. 65, Rio de Janeiro.

1929

Aproveitamento dos minerios de cobre do nordeste do Brasil. Sci. Educação, Anno I, n. 8, Rio de Janeiro.

Bacia terciária da água doce dos arredores de Quatis, Barra Mansa, Estado do Rio de Janeiro. Min. Comb. Transp., Anno II, n. 13, p. 53-54, Rio de Janeiro.

Estudos geológicos da zona de Itaperuna, Estado do Rio de Janeiro. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual 1928, p. 34-35, Rio de Janeiro.

Geologia da Fazenda Boa Vista, Município de Campos. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual 1928, p. 31-35, Rio de Janeiro.

Geologia da região diamantina, Estado de Minas Geraes. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual 1928, p. 29-34, Rio de Janeiro.

Possível ocorrência de petróleo no Rio Grande do Norte. Nossa Revista, Anno I, n. 7, p. 5-6, Ouro Preto.

Recursos minerais do Estado do Espírito Santo. Min. Comb. Transp., Anno II, n. 12, p. 23, Rio de Janeiro.

1930

Estudos metallurgicos e organização de serviços publicos; relatorio de viagem de estudos aos EE. UU. da America do Norte. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Boletim n. 47, 137 p., 7 est., 6 graf., Rio de Janeiro.

(Guimarães, D.). Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Geraes. Acad. Bras. Sci., Annaes t. II, n. 3, p. 153-186, Rio de Janeiro.

1931

The Diamond-bearing region of Northern Minas Geraes, Brazil. Economic Geol., v. XXVI, n. 5, p. 502-530, 1 map., 12 est., Lancaster.

Geologia e água subterrânea nos arredores da cidade do Salvador. Bahia, Rep. Saneamento Cidade do Salvador, 48 p., map., perfil geol., Bahia.

Geologia e água subterrânea nos arredores da cidade do Salvador. Bahia, Acad. Bras. Sci., Annaes t. III, n. 4, p. 207-222, Rio de Janeiro.

Norte de Minas Geraes. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual, 1930, p. 19-22. Rio de Janeiro.

1932

Área ocupada pela formação Macahubas no norte de Minas Geraes. Acad. Bras. Sci., Annaes t. IV, n. 3, p. 111-114, Rio de Janeiro.

Beryllio e outros minerais de glúcinio. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Boletim n. 60, 26 p., 1 map., Rio de Janeiro.

Geologia da cidade da Bahia e água subterrânea. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual 1931, p. 68-69, Rio de Janeiro.

Geologia do Horto Florestal de Rezenda. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico. Rel. Annual 1931, p. 71-73, Rio de Janeiro.

Os Minerios de ferro do Brasil e a sua exportação. Rev. Bras. Engenharia, Anno XII, t. XXIII, n. 6, p. 149-150, Rio de Janeiro.

Notas sobre o município de São Gonçalo, Estado do Rio de Janeiro. Brasil, Serv. Geol. Mineralógico, Rel. Annual 1932, p. 29-30, Rio de Janeiro.

Jazidas de agalmatolito em Minas Geraes. Brasil, Serv. Fom. Prod. Mineral, Avulso n. 32, p. 1-16, ilus., 3 est., Rio de Janeiro.

Jazidas de apatita de Ipanema, Estado de São Paulo. Brasil, Serv. Fom. Prod. Mineral, Boletim n. 27, 50 p., ilus., 4 est., 4 maps., 1 graf., 1 planta, 4 perfis geol., Rio de Janeiro.

Jazidas de manganês de Limeira e de Lavras, Municipio de Entre Rios, Minas Gerais. Min. Metalurgia, v. III, n. 16, p. 195-197, ilus., Rio de Janeiro.

(Hussak, E. e Guimarães, D.). As Minas do Brasil e sua legislação (Geologia economica do Brasil). Tomo 39. Distribuição geographica dos depositos auríferos do Brasil, por Calogeras. 2ª ed. refundida, actualizada e dirigida por Djalma Guimarães. Brasileira. Biblioteca Pedagogica Brasileira, Ser. V, v. 134, p. 104-201. Comp. Editora Nacional, São Paulo.

Novas areas cretaceas em Pernambuco. Acad. Bras. Sci., Annaes t. X, n. 1, p. 85-88, 2 ests., Rio de Janeiro.

Ocorrencia de bismutho no Nordeste. Acad. Bras. Sci., Annaes t. X, n. 1, p. 67-68, Rio de Janeiro.

O Petrôleo no Brasil. Nossa Terra, n. 4, Rio de Janeiro.

Possibilidades da existencia de petrôleo na costa de Pernambuco. Min. Metallurgia, v. II, n. 12, p. 385-387, ilus., perfil, Rio de Janeiro.

Rochas níquelíferas de Mar de Espanha, Minas Geraes. Min. Metallurgia, v. III, n. 15, p. 169-170, ilus., Rio de Janeiro.

Sedimentos arenosos da serra de Araruãna, Parahyba do Norte. Acad. Bras. Sci., Annaes t. X, n. 2, p. 171-174, 3 ests., Rio de Janeiro.

1939

A Importancia do fosforo na agricultura. Nossa Terra, n. 6, Rio de Janeiro.

Jazidas de ouro dos Districtos de Caeté e Santa Barbara. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral, Boletim n. 38, part I, p. 20-150, 4 ests., 10 maps., 12 perfis geol., 8 plantas, Rio de Janeiro.

Ouro no centro de Minas Gerais. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral, Boletim n. 38, p. 1-19, ilus., Rio de Janeiro.

A Provincia petrolifera do Nordeste. Min. Metallurgia, v. III, n. 18, p. 326-333, ilus., maps., Rio de Janeiro.

A Provincia petrolifera do Nordeste. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral, Avulso n. 41, p. 17-37, ilus., Rio de Janeiro.

1940

Departamento Nacional da Produção Mineral (Entrevista). Rev. Mineira Eng., Ano II, n. 19, p. 28-31. Belo Horizonte.

Importancia dos recursos minerais do Estado (Minas Gerais). Rev. Mineira Eng., Ano II, ns. 16-17. Belo Horizonte.

Matérias primas e industrias básicas. Min. Metallurgia. v. IV, n. 24, p. 269-270, Rio de Janeiro.

Minerais estrategicos. Min. Metalurgia, v. V, n. 25, p. 10-18, qd., Rio de Janeiro.

Minerais estrategicos. Brasil, Fom. Prod. Mineral, Avulso n. 45, 36 p., 4 maps., 1 graf., qd., Rio de Janeiro.

1941

A importância do fósforo na agricultura. Rev. Com. de Minas Gerais, n. 45, p. 40-41, Belo Horizonte.

Minerais estratégicos. Química e Indústria, Ano 9, n. 9-107, p. 7-9, n. 9-108, p. 16-17; Ano 10, n. 1-110, p. 7-10, São Paulo.

O 65º aniversário da Escola de Minas (Discurso). Min. Metalurgia, v. VI, n. 32, p. 82-85, Rio de Janeiro.

1942

Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Relatório 1939-1940, apresentado ao Sr. Ministro da Agricultura, 94 p., ilus., Rio de Janeiro.

Cobre no Brasil. Min. Metalurgia, v. VI, n. 33, p. 107-108, ilus., Rio de Janeiro.

Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, 1941, Relatório, 49 p., Rio de Janeiro.

(Leonardos, Othon, Lisboa, M.). Areia monazitica no Brasil. Congr. Sul-Amer. de Química, 39, Rio de Janeiro, 1937, 8ª Secção, Indústrias Químicas inorgânicas, etc., VII, p. 545-552, Rio de Janeiro.

1943

Bauxita em Mogi das Cruzes, São Paulo. Min. Metalurgia, v. VII, n. 38, p. 79, Rio de Janeiro.

Jazidas de níquel de Ipanema, Minas Gerais. Min. Metalurgia, v. VII, n. 39, p. 163-164, Rio de Janeiro.

Ocras em Itaiacoca, Ponta Grossa, Paraná. Min. Metalurgia, v. VII, n. 39, p. 148, Rio de Janeiro.

Ouro no rio Manhuassú, Minas Gerais. Min. Metalurgia, v. VII, n. 40, p. 184, Rio de Janeiro.

O Professor Luiz Flores de Moraes Rego e a sua obra (Conferência no Instituto de Engenharia). Engenharia, Ano II, v. II, n. 14, p. 43-48, São Paulo.

Quartzito para cerâmica em Mogi das Cruzes, Estado de São Paulo. Min. Metalurgia, v. VII, n. 38, p. 74, Rio de Janeiro.

Quartzo hialino em Aimorés, Minas Gerais. Min. Metalurgia, v. VII, n. 39, p. 154, Rio de Janeiro.

Turfa da fazenda São José, Caçapava, Estado de São Paulo. Min. Metalurgia, v. VII, n. 38, p. 80, Rio de Janeiro.

1944

Afloramentos do carvão nos arredores de Tomazina. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. e Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 76-80, map., tab., São Paulo.

Espingilites no Triângulo Mineiro e no Estado de São Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 14-21, ilus., map., perfil geol., São Paulo.

Itacolomito em S. Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 81-86, ilus., perfil geol., São Paulo.

Níquel e cobalto nos arredores da cidade de São Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 22-28, perfil geol., São Paulo.

As Pseudo-inscrições da pedra da Gávea. Assoc. Geógrafos Bras., Boletim, Ano 4, n. 4, p. 6-15, illus., São Paulo.

A Serra do Japí, Estado de São Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 34-40, map., perfil geol., São Paulo.

Sobre uma coleção de fósseis do Nordeste do Brasil. Assoc. dos Geógrafos Bras., Boletim Ano IV, n. 5, p. 43-48, São Paulo.

Tremolita-xistos silicificados. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 87-88, perfis geol., São Paulo.

Uma nova ocorrência de berilo no Estado de São Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 3-14, map., perfil geol., São Paulo.

Vermiculita no Brasil. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim XLV (Geologia n. 1), p. 29-33, perfis geol., São Paulo.

1945

Bacia terciária do vale do rio Paraíba, Estado de São Paulo. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim L (Geologia n. 2), p. 3-25, map., perfis geol., São Paulo.

Camadas fossilíferas do Rio Grande do Norte. São Paulo, Univer. Fac. Fil. Cie. Letr., Boletim L (Geologia n. 2), p. 116-127, maps., plantas, perfis geol., São Paulo.

O passado e o futuro da mineração em Ouro Preto. Geologia e Metalurgia (Publ. Centro Moraes Rego, Boletim n. 1), p. 49-55, São Paulo.

Talco, Estado do Paraná. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral, Boletim n. 74, p. 121-122, Rio de Janeiro.

1947

Os novos rumos da engenharia no Brasil. Rev. Escola de Minas, Ano XII, n. 4, p. 19-26, Ouro Preto.

Pesquisa geologica e industria mineral. Min. Metalurgia, v. XII, n. 70, p. 163-165, Rio de Janeiro.

1948

Estrutura geologica da região da cachoeira de Paulo Afonso. Bol. Geogr. (Brasil, Cons. Nac. Geogr.), Ano VI, n. 67, p. 743-746, Rio de Janeiro.

Jazidas de minério de níquel e cobalto de Niquelândia. Rev. Goiana, Ano II, n. 2, p. 21, Goiânia.

Jazidas de magnesita do Morro do Ferro, Município de Oliveira, Minas Gerais. Min. Metalurgia, v. XII, n. 71, p. 223-224, Rio de Janeiro.

Modo de ocorrência dos depósitos de minério de manganês recentemente descobertos em Itabira. Rev. Quim. Industrial, Ano XVII, n. 194, p. 21-22, Rio de Janeiro.

Novas areas da Série Jatobá em Alagoas, Sergipe e Baía. Acad. Bras. Ciencias, Anais (Resumo dos trabalhos), t. XX, n. 3, p. II-IV, Rio de Janeiro.

1949

Estrutura geologica da região da cachoeira de Paulo Afonso. Min. Metalurgia, v. XIII, n. 78, p. 304-306, illus., Rio de Janeiro.

Novas areas da Série Jatobá em Alagoas, Sergipe e Baía. Min. Metalurgia, v. XIV, n. 80, p. 40-42, illus., Rio de Janeiro.

Água subterrânea. Min. Metalurgia, v. XIV, n. 81, p. 72-73, Rio de Janeiro.

Estudos geológicos e o progresso nacional. Dig. Econômico, Ano V, n. 52, p. 31-37, São Paulo.

1950

Os recursos naturais do vale do Rio Doce. Min. Metalurgia, v. XV, n. 87, p. 89, Rio de Janeiro.

1952

Estimativa das reservas de minério de ferro do Brasil. Distribuição geográfica das jazidas. A.B.M. (Assoc. Bras. Metais, Boletim), v. 8, n. 29, p. 389-407, (incl. disc.) 2 maps., São Paulo.

(Alves, B.P.). Geologia e recursos minerais do retângulo de Paulo Afonso. "Estudos da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso", p. 107-196, illus., est., maps., per fis geol., (Inst. Bras. Geogr. Est.), Rio de Janeiro.

1953

Estimativa das reservas de minério de ferro do Brasil. Distribuição geográfica das jazidas. Brasil, Div. Geol. Mineralogia, Boletim n. 144, p. 39-51, map., Rio de Janeiro.

A Indústria siderúrgica no Brasil. Brasil, Div. Geol. Mineralogia, Boletim n. 144, p. 52-55, Rio de Janeiro.

Jazidas de ferro no Brasil. Distribuição Geográfica. Brasil, Div. Geol. Mineralogia, Boletim n. 144, p. 9-10, map., Rio de Janeiro.

Ocorrência de foraminíferos da Formação Cretácea na região de Mossoró, Rio Grande do Norte. Acad. Bras. Ciências, Anais v. 25, n. 2, p. 145-149, Rio de Janeiro.

Os recursos naturais do vale do Rio Doce. Rio de Janeiro, Univer. Depart. Geogr. do Brasil, Boletim, Ano I, n. 1, p. 8-11, Rio de Janeiro.

Somam pelo menos 40 bilhões de toneladas as reservas de minério de ferro no Brasil. Eng. Mineração e Metalurgia, v. XVIII, n. 104, p. 55-59, illus., maps., Rio de Janeiro.

1954

Camadas conglomeráticas da Série Seridó (Planalto da Borborema). Acad. Bras. Ciências Anais (Resumo das Comunicações), v. 26, n. 3-4, p. XXXIV-XXXV, Rio de Janeiro.

Goceix, sua vida e sua obra. Rev. Escola de Minas, XIX, n. 2-6, p. IX-XXIV. Ouro Preto.

Investigações geológicas em São Paulo. Eng. Mineração e Metalurgia, v. XX, n. 120, p. 297-300, Rio de Janeiro.

Minerais radioativos no nordeste do Brasil. Acad. Bras. Ciências, Anais (Resumo das Comunicações), v. 26, n. 3-4, p. XXVI-XXVII, Rio de Janeiro.

As Pesquisas geológicas em São Paulo. Dig. Econômico, Ano XI, n. 120, p. 63-73, São Paulo.

1955

Goceix, sua vida e sua obra. Engenharia, v. XIV, n. 154, p. 26-34, São Paulo.

Estudos geológicos no Amapá. Acad. Bras. Ciências, Anais (Resumo das Comunicações), v. 27, n. 3, p. XXV-XXVII, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Itapipoca - Itarema S.A. 24 U - S.A. 240. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil. Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Jaguaribe S.B. 24 J. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Juaí S.C. 24 B. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Mossoró S.B. 24 K. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Patos S.B. 24 W. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Quixadá S.B. 24 C. Síntese da Geologia. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). São João do Cariri S.B. 24 X. Síntese da Geologia. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

(Barros, F.C. de e Ramos, E.). Sobral Camocim, S.A. 24 T - S.A. 24 N. Síntese Geológica. Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral. Reconhecimento fotogeológico da região nordeste do Brasil, Escala 1.250.000, Rio de Janeiro.

1965

(Barbosa, R.A. e Scorza, E.P.). Estudo geológico da região da Barragem de Sobradinho, Est. da Bahia. Brasil, Div. Geol. Mineralogia, Bol., n. 229, 51 p., 1 mapa dobr., est., Rio de Janeiro.

1967

Proteção contra calamidades públicas. Engenharia Mineração e Metalurgia, v. XLVI, n. 272. Agosto.

UMA MARGEM CONTINENTAL PROTEROZÓICA NA SERRA DO CIPÓ SETENTRIONAL (SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL)

Gundula Herrgesell

Geol. Inst. Univ. Freiburg, RFA

ABSTRACT

The eastern margin of the northern Serra do Cipó (southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil) is composed of three lithostratigraphic units: an Archaean basement, originally of high metamorphic grade, with remnants of greenstone belts, overlain by the Proterozoic Espinhaço Supergroup of low metamorphic grade. In the course of a middle Proterozoic orogenesis Archaean and Proterozoic units were intensively imbricated, locally nappe transport can be demonstrated. In addition to the development of a typical tectonical pattern, the intrusion of syn- and late-orogenic magmas support the assumption of a collision of plates easterly of the southern Serra do Espinhaço during the middle Proterozoic.

RESUMO

Na margem oriental da Serra do Cipó setentrional (Serra do Espinhaço meridional) afloram três unidades estratigráficas: um embasamento arqueano migmatítico-granítico com enclaves supracrustais (greenstone belt) aos quais se sobrepõe o Supergrupo Espinhaço de idade proterozóica. Os movimentos do tipo "nappe" da orogênese proterozóica propiciaram a configuração atualmente observada, com alternância das diferentes unidades. Além do desenvolvimento de um quadro tectônico típico, a intrusão de magmas pós-sedimentares, em parte tardi-orogênicos, documenta a evolução de uma colisão de placas a leste da Serra do Espinhaço meridional durante o Proterozóico Médio.

1. INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço é objeto de investigações geológicas desde o século passado (resumo em RINGER, 1979). Nos últimos vinte anos por exemplo, foi a Serra do Espinhaço meridional intensivamente investigada (PFLUG, 1965; RINGER, 1970; KEHRER, 1972; PATERNOSTER, 1979 e VILELA & SANTOS, 1983). De sua evolução e idade não existe até agora muita certeza (ALMEIDA & LITWINSKI, 1984; SCHOBENHAUS et al., 1984). Com o ob-

jetivo de contribuir para o conhecimento a respeito da idade e evolução da orogênese Espinhaço, foram realizados estudos geológicos numa área de cerca de 1200 km² entre Sêro e Conceição do Mato Dentro (M.G.) (Fig. 1).

As coordenadas dos afloramentos especificadas nas tabelas correspondem à carta do Brasil, esc. 1:100.000 do IBGE.

2. ESTRATIGRAFIA E LITOLOGIA

Supergrupo Pré-Espinhaço

Embasamento arqueano

O embasamento arqueano da área estudada é composto de migmatitos (diatexitos) originalmente de alto grau de metamorfismo e granitos, com intercalações locais de anfibolitos. Geoquimicamente trata-se de granitos e granodioritos com uma relação Na₂O/K₂O <1. Como exceção encontra-se o corpo cristalino já descrito por MORAES (1937: 59) e GUIMARÃES (1937: 171) localizado 3 km ao sul de Sêro, com um quimismo sienítico sódico (Tab. 1).

Tabela 1: Análises geoquímicas (XRF) do embasamento arqueano.

	229	255	281	282	436	438	444
SiO ₂ (%)	61.56	73.07	73.70	67.99	73.41	67.28	69.51
TiO ₂	0.32	0.20	0.17	0.79	0.28	0.40	0.36
Al ₂ O ₃	20.08	13.83	14.06	14.27	13.17	15.51	15.74
Fe ₂ O ₃	1.56	1.65	1.58	4.23	2.48	2.77	2.41
MnO	0.04	0.02	0.02	0.06	0.03	0.02	0.03
MgO	0.55	0.29	0.42	1.18	0.59	0.39	0.83
CaO	2.52	0.82	0.69	2.41	0.88	0.08	1.32
Na ₂ O	9.43	3.31	3.71	3.48	2.96	0.14	3.66
K ₂ O	1.00	5.42	4.68	3.76	5.29	11.67	4.67
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.06	0.32	0.08	0.13	0.13
total:	97.27	98.82	99.20	98.69	99.34	98.55	98.89
elementos traços:		Fe ₂ O ₃ total					
Rb (ppm)	17	301	146	158	215	158	150
Sr	494	127	141	331	144	63	378
Ba	325	687	722	1080	758	1166	1561
Zr	144	168	185	468	293	239	185
Ni	-5	3	-5	5	125	5	3
Cr	0	6	-2	20	8	14	4
V	13	11	10	58	24	21	25

229	sienito sódico de Sêro e:6694/n:79397	436	migmatito e:6560/n:78999
255	granito de Córregos e:6578/n:79133	438	migmatito e:6521/n:79014
281	migmatito e:6725/n:79149	444	granito e:6529/n:79053
282	migmatito rico em biotita e:6691/n:79161		

Série Rio das Velhas

Sedimentos e vulcânicas encontrados no embasamento cristalino fazem parte da Série Rio das Velhas de idade arqueana superior, a qual é des-

de a década passada interpretada como um greenstone belt (KEHRER, 1972: 240; ENGESSER, 1974: 12-13). Tratam-se de rochas filiticas às vezes grafitosas e mais raramente de quartzitos que diferem dos sedimentos Espinhaço pela má seleção e arredondamento assim como pelo conteúdo de grafita. Dentro de uma sequência espessa localizada abaixo dos itabiritos da Serra d'Água Santa foram encontradas rochas ácidas feldspáticas de uma espessura de até 100 m com uma extensão lateral de alguns quilômetros (Fig. 4). As rochas laminadas têm uma composição riolítica (Tab. 2, Fig. 2) e são interpretadas como tufos. Existem grandes semelhanças com as rochas do Grupo Nova Lima da região de Itabira descritas por DORR & BARBOSA (1963: 12-15).

Tabela 2: Análises geoquímicas de tufos do Rio das Velhas.

	170	170b	177	295
SiO ₂ (%)	72.97	70.11	70.47	73.37
TiO ₂	0.52	0.54	0.55	0.54
Al ₂ O ₃	12.09	13.01	13.63	10.74
Fe ₂ O ₃	5.95	5.28	5.60	7.16
MnO	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO	2.29	1.85	2.09	1.70
CaO	0.33	2.23	1.29	1.16
Na ₂ O	1.58	3.71	2.73	1.92
K ₂ O	1.43	0.88	1.48	1.82
P ₂ O ₅	0.04	0.48	0.13	0.08
total:	97.39	98.24	98.16	98.70

elementos traços:	Fe ₂ O ₃ tot.			
Rb (ppm)	52	29	57	62
Sr	79	217	187	221
Ba	397	210	387	585
Zr	146	126	125	174
Ni	105	57	64	47
Cr	176	129	125	100
V	69	67	72	80

170 e:6656/n:79052
 177 e:6646/n:79059
 295 2:6645/n:79122

Tabela 4: Análises geoquímicas (XRF) de xistos verdes.

	90	355	398	400
SiO ₂ (%)	50.10	49.47	50.75	46.91
TiO ₂	3.25	3.58	3.20	3.61
Al ₂ O ₃	13.78	14.95	13.85	14.57
Fe ₂ O ₃	17.56	16.29	17.61	18.55
MnO	.31	.22	.26	.26
MgO	6.03	5.76	6.13	6.02
CaO	4.48	4.64	4.33	6.20
Na ₂ O	-.02	-.07	-.02	-.02
K ₂ O	.35	1.14	.21	.10
P ₂ O ₅	.36	.14	.08	.38
total:	96.27	96.25	96.45	96.68

elementos traços:	Fe ₂ O ₃ tot.			
Rb (ppm)	2	19	0	-5
Sr	253	378	268	562
Ba	78	524	42	31
Zr	156	339	156	246
Ni	52	11	55	43
Cr	92	24	97	57
V	438	299	423	393

355 e:6636/n:79279
 398 e:6653/n:79171
 400 e:6653/n:79170

Os magmatitos da Série Rio das Velhas tratam-se principalmente de rochas ultrabásicas atualmente retrometamorfisadas. Na área estudada existem rochas foliadas e maciças contendo de preferência clorita, tremolita, talco e magnetita. Essas rochas se encontram exclusivamente no embasamento tanto a leste quanto na porção interna da Serra do Espinhaço. Na Serra da Boa Vista, a oeste de Alvorada de Minas, as rochas ultrabásicas foram tectonicamente intercaladas com rochas do Espinhaço (Fig. 3).

Supergrupo Espinhaço

Os sedimentos e as vulcânicas do Supergrupo Espinhaço têm uma espessura total de alguns 1000 m na área estudada. Os quartzito-arenitos espessos são originados a partir de areias sedimentadas próximo do litoral. Às vezes contêm horizontes com seixos de quartzito que provem do Cráton do São Francisco (a oeste), e que foram sedimentados ao longo da costa.

Durante os períodos de levantamento do cráton, sequências espessas de sedimentos Espinhaço já litificados foram erodidos, propiciando a sedimentação de sequências ricas em conglomerados. Por causa das repetidas migrações da costa, os conglomerados acham-se estendidos por toda a área de estudo.

Intercalações de formações ferríferas são encontradas em quartzitos e conglomerados. A espessura e frequência dessas intercalações aumenta para sul e oeste. Essas rochas foram geradas em regiões marinhas calmas, onde os colóides primários não podiam sofrer retrabalhamento. Em regiões onde as correntes eram mais fortes, o ferro foi concentrado em forma esferoidal e sedimentado como clástico. Rochas deste tipo são frequentes na porção noroeste da área estudada.

Durante o processo de sedimentação ocorreu um vulcanismo, às vezes intenso, que resultou na acumulação de seqüências filíticas hematíticas (Fig. 4) de alguns 10 até > 100 m de espessura. Esse vulcanismo, de carácter ultrabásico alcalino (Tab. 3, Fig. 2), desenvolveu-se em áreas da crosta continental dentro de zonas de "rifting" durante uma época de extensão. Em consequência, considera-se com grande probabilidade que tenham sido estas as rochas portadoras dos diamantes da Serra do Espinhaço (HERRGSELL, 1984: 129-131). Embora os diamantes sejam preferencialmente encontrados em kimberlitos, podem também ocorrer em rochas alcalinas parentais que se formam em grandes profundidades.

Tabela 3: Análises geoquímicas (XRF) de filitos hematíticos.

	85	232	234	237	311	358	361	362	372
SiO ₂ (%)	34.50	35.31	33.76	34.87	30.31	36.21	32.04	35.34	34.48
TiO ₂	2.17	4.73	5.21	4.65	5.49	4.34	3.93	4.15	4.26
Al ₂ O ₃	27.58	23.63	20.63	20.42	21.14	21.27	17.96	21.00	18.62
Fe ₂ O ₃	23.24	22.44	26.65	22.39	31.80	23.14	26.64	25.39	26.36
MnO	.00	.03	.02	.06	.03	.04	.06	.04	.08
MgO	.12	1.18	1.55	1.74	.72	1.99	2.03	1.88	2.31
CaO	.19	.04	.05	2.44	.00	.08	1.67	.05	1.50
Na ₂ O	2.43	.27	.25	.24	-1.00	.22	.13	.22	.22
K ₂ O	4.14	8.20	7.87	8.15	6.96	8.43	7.46	8.19	7.87
P ₂ O ₅	.07	.10	.14	1.83	.06	.27	1.30	.16	1.16
total:	94.46	95.96	96.17	96.81	95.51	96.02	93.24	96.44	96.87
elementos traços:		Fe ₂ O ₃ total							
Rb (ppm)	nd	nd	nd	nd	57	nd	nd	nd	nd
Sr	nd	nd	nd	nd	53	nd	nd	nd	nd
Ba	nd	nd	nd	nd	2853	nd	nd	nd	nd
Pb	nd	nd	nd	nd	40	nd	nd	nd	nd
Ni	-16	-22	-1	-12	12	-11	-11	-26	-28
Cr	31	62	95	32	51	64	48	34	33
V	52	122	196	110	242	147	137	129	160
Co	25	29	34	29	101	30	40	30	34
Cu	69	34	42	31	3	32	40	66	52
Zn	00	12	22	12	7	3	20	7	36
85	e:6658/n:79191		237	e:6636/n:79310		361	e:6633/n:79315		
232	e:6636/n:79322		311	e:6646/n:79389		362	e:6637/n:79313		
234	e:6638/n:79322		358	e:6647/n:79314		372	e:6675/n:79303		

3. MAGMATISMO PÓS-SEDIMENTAR

Para os xistos verdes e riolitos, que até agora foram interpretados como magmáticos de origem sin-sedimentar, pode-se, na área de estudo, demonstrar para essas rochas uma formação pós-sedimentar. PATERNOSTER (1979: 49) verificou que em geral encontram-se essas rochas discordantemente nos sedimentos Espinhaço; na área estudada, os xistos verdes ocorrem de preferência em falhas de direção nordeste-sudoeste (Fig. 5).

Tabela 5: Análises geoquímicas (XRF) de meta-riolitos claros.

G	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ (%)	76.04	76.10	74.90	73.00	75.00	73.90
TiO ₂	.13	.13	.24	.32	.15	.23
Al ₂ O ₃	11.83	11.21	12.45	12.38	12.58	12.63
Fe ₂ O ₃	2.55*	2.28*	3.14*	3.90*	2.49*	2.66*
FeO						1.30
MnO	.00	nd	nd	nd	nd	.06
MgO	.31	nd**	nd**	nd**	nd**	.24
CaO	.07	.85	.36	.75	.66	.20
Na ₂ O	2.05	2.36	3.53	2.20	2.52	3.54
K ₂ O	4.92	5.25	4.76	6.63	5.25	4.74
P ₂ O ₅	.00	nd	nd	nd	nd	nd
total:	98.01					102.42

elementos traços: * Fe₂O₃ tot.

Rb (ppm)	386	nd	nd	nd	nd	nd
Sr	7	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	201	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	372	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	6	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	5	nd	nd	nd	nd	nd
V	0	nd	nd	nd	nd	nd

G	a oeste da Faz. Português	4	7 km ao norte de Conc. na estrada para Sêro, RENGEM (1970)
1	e:6624/n:79067 11 km ao norte de Conceição na estrada para Corrêgos, RENGEM (1970)	5	1,5 km a leste de Conc. na estrada para Faia, RENGEM (1970)
2	6 km ao norte de Conceição na estrada para Sêro, RENGEM (1970)	6	3 km a leste de Conc., PATERNOSTER (1979)
3	6 km ao norte de Conc. na estrada para Sêro, RENGEM (1970)	**	Para a construção do diagrama de de LA ROCHE et al. (1980) (Fig. 2) foi assumido uma percentagem de MgO da ordem de 0,3 %.

Tabela 6: Análises geoquímicas (XRF) de meta-riolitos com tendência traquítica.

	B27	184	258	259
SiO ₂ (%)	67.15	66.94	67.72	67.79
TiO ₂	.54	.57	.55	.56
Al ₂ O ₃	12.47	12.65	12.67	12.41
Fe ₂ O ₃	6.38	6.40	6.49	5.86
FeO	nd	nd	nd	nd
MnO	.12	.12	.12	.13
MgO	.33	.37	.29	.39
CaO	1.78	1.60	1.35	1.75
Na ₂ O	3.83	3.43	4.15	3.73
K ₂ O	4.74	5.41	4.30	4.67
P ₂ O ₅	.16	.17	.13	.16
total:	97.69	97.87	97.93	97.62

elementos traços: Fe₂O₃ tot.

Rb (ppm)	198	255	147	232
Sr	54	63	54	61
Ba	585	711	592	536
Zr	888	910	910	905
Ni	7	17	10	9
Cr	2	3	-6	-5
V	9	8	11	18

G	B27	e:66637/n:79053	258	e:66626/n:79135
1	184	e:56641/n:79036	259	e:66626/n:79137

Geoquimicamente os xistos verdes são rochas calco-alcalinas (Tab. 4) e posicionam-se no diagrama vulcânico de de LA ROCHE et al. (1980) na zona de dacitos e andesitos (Fig. 2).

Os riolitos têm grande extensão (Fig. 5). Corpos com espessura de até 1000 m e às vezes superior, se estendem de preferência paralelamente às falhas de empurrão de direção norte-sul; corpos menores são encontrados discordantemente nas falhas. O riolito do Rio Parauninha, a aproximadamente 5 km a leste de Conceição intrudiu os quartzitos sobrejacentes. Geoquimicamente as rochas são classificadas em dois grupos: magmas ácidos de composição riolítica (Tab. 5, Fig. 2) que já foram anteriormente várias vezes descritos (RENGER, 1970), e rochas menos ácidas (riolitos com tendência a traquitos e latitos de cor cinzenta escura até preta) (Tab. 6, Fig. 2) que estão intercaladas localmente nas rochas mais ácidas.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Várias falhas de empurrão definem o padrão estrutural da área estudada. Ao longo das falhas de empurrão os sedimentos do Espinhaço encontram-se frequentemente em contato direto com rochas de sequências arqueanas (Fig. 6). Num determinado caso, houve, numa zona de falha, um empurrão de no mínimo 15 km, indicando assim um movimento do tipo "nappe". Essas fatias de empurrão com espessuras da ordem de alguns 10 m até alguns quilômetros estão sempre em posição normal com inclinação para este, normalmente de cerca de 30° (Fig. 7). Nas vizinhanças das falhas de empurrão e paralelamente a estas desenvolveu-se uma foliação particularmente intensiva. Nas zonas de cisalhamento desenvolveu-se, por sua vez, uma lineação com inclinação para este (Fig. 6). Esta se manifesta de maneira diferente: além de um estriamento e orientação dos minerais, pode-se observar adicionalmente nos conglomerados do Espinhaço um extiramento dos seixos de intensidade variada. Rochas laminadas (p.e. formações ferríferas) mostram-se frequentemente microdobradas.

Nas zonas de cisalhamento do embasamento ocorreram trocas geoquímicas que propiciaram a formação de rochas cataclásticas constituídas essencialmente de quartzo e muscovita, as quais têm aparência quartzítica e exibem espessuras de até vários metros. Essas rochas mais resistentes à decomposição mostram uma lineação particularmente intensiva e se estendem como "hog backs" por até mais de 10 km de extensão. São acompanhadas de filonitos espessos. Às vezes os "hog backs" cortam rochas do Espinhaço.

Um estilo tectônico diferente aparece na porção noroeste da área estudada. Rochas do Supergrupo Espinhaço formam aqui vários sinclinais os quais foram empurrados um contra o outro. Às vezes os flancos orientais dos sinclinais estão invertidos (Fig. 7).

5. METAMORFISMO

Na área de estudo, as rochas do embasamento, originalmente de alto grau de metamorfismo, bem como as rochas Rio das Velhas, foram retrometamorfisadas e exibem paragêneses da fácies xisto-verde de baixo grau.

Com exceção dos riolitos, em toda a área estudada as rochas Espinhaço apresentam paragêneses metamórficas de baixo grau. As condições do metamorfismo regional foram da fácies xisto-verde inferior; desenvolveram-se clorita e espessartita. A ausência de biotita como mineral metamórfico progressivo indica condições de pressões elevadas durante o metamorfismo (WINKLER, 1967: 116; MIYASHIRO, 1981: 208). Ao longo das zonas de empurrão ocorreu, por causa das pressões mais elevadas, um metamorfismo do tipo dinâmico que condicionou o desenvolvimento de cianita e cloritóide.

As únicas rochas que não mostram uma adaptação às condições da fácies xisto-verde de baixo grau são os riolitos: a biotita não foi cloritizada e apenas localmente houve um desenvolvimento do estilpnomelano.

A presença de estilpnomelano, cloritóide e clorita ferrífera exclui, segundo WINKLER (1979: 75-82), a possibilidade de que as rochas da área estudada tenham sofrido um metamorfismo da fácies anfibolito (VILELA & SANTOS, 1983: 337).

6. GÊNESE

Os sedimentos da Serra do Espinhaço foram depositados no Proterozóico, na zona costeira da plataforma continental do Cráton do São Francisco. Esta margem continental foi posteriormente dobrada, provavelmente por uma colisão de placas. Processos de subducção, relacionados a essa tectônica de placas, propiciaram a intrusão de rochas calco-alcalinas sin-orogênicas de quimismo dacítico-andesítico. Pós-orogênicamente foram intrudidos os riolitos que foram igualmente foliados mas não retrometamorfisados. Uma colisão de placas a leste do Espinhaço já foi sugerida por LEONARDOS et al. (1976) e HOPPE (1984), porém com base em outros pontos de vista.

A Serra do Espinhaço mostra estreitas analogias com as antigas plataformas continentais das atuais regiões de dobramentos: a embricação tectônica dos sedimentos formados na plataforma continental com um embasamento originalmente de alto grau de metamorfismo; a formação de vários tipos de lineação característicos na vizinhança das zonas de empurrão; a evolução de uma ampla zona de rochas da fácies xisto-verde de baixo grau, tipo Barroviano, assim como a intrusão de típicos magmas sin- e tardi-orogênicos. Os fatos mencionados confirmam a existência de uma margem continental proterozóica na zona da Serra do Espinhaço (PFLUG, 1976; HERRGESELL & PFLUG, 1985).

7. IDADE DA OROGÊNESE

Em relação à idade dos sedimentos e da orogênese da Serra do Espinhaço não existe até agora concordância (SCHOBENHAUS et al., 1984). Recentemente ASSIS & MARINI (1983) e UHLEIN et al. (1983) defendem a opinião de que os sedimentos clásticos do Supergrupo Espinhaço são muito mais jovens do que as formações ferríferas as quais são encontradas principalmente na margem oriental da Serra do Espinhaço. Interdigitações entre os sedimentos clásticos e químicos (PFLUG, 1965, 1967), a intercalação dos filitos hematíticos sin-sedimentares, assim como o mesmo tipo (Barroviano) e o grau idêntico de metamorfismo, confirmam a geração em épocas aproximadamente contemporâneas dos dois tipos de sedimentos.

Durante a intrusão dos riolitos (tardi-orogênicos) a sedimentação na região da Serra do Espinhaço já havia acabado. A idade de intrusão dessas rochas (1,77 b.a., BRITO NEVES et al., 1979) compromete a época de sedimentação assim como a primeira orogênese da Serra do Espinhaço tidas como ocorridas no Proterozóico Médio.

Agradecimentos

Agradeço numerosas discussões a Dr. Reinhard Pflug e a correção do texto a Maria Glória da Silva.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de & LITWINSKI, N. (1984): Província Mantiqueira, setor setentrional. Em: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (ed.): O Pré-Cambriano do Brasil.- 282-307, São Paulo (Blücher).
- ASSIS, L.C. de & MARINI, O.J. (1983): Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço - Minas.- Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, 3: 361-375, Belo Horizonte.
- BASTOS NETO, A.C. (1981): Projeto mapeamento geológico do Espinhaço meridional. Relatório da quadrícula Dom Joaquim (SE-23-Z-B-IV-3SE).- Univ. federal de M.G., Centro de Geologia Eschwege, 33 p., Diamantina.
- BRITO NEVES, B.B. de, KAWASHITA, K., CORDANI, U.G. & DELHAL, J. (1979): A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração.- Rev. Bras. Geociênc., 9: 71-85.
- DORR, J.V.N. II. & BARBOSA, A.L. de M. (1963): Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil.- U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 341-C: 110 p.
- ENGESSER, W. (1974): Geologie, Petrographie und Altersstellung der Gesteine der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).- Tese de doutoramento (ined.), 38 p., Freiburg i.Br.
- GUIMARÃES, D. (1937): Estudos petrográficos de rochas do Norte de Minas. In: L.J. de MORAES et al.: Geologia econômica do Norte de Minas Geraes. Parte III.- DNPM, Serv. Fom. Prod. Min., 19: 165-191.
- HERGEGSELL, G. (1984): Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien).- Tese de doutoramento (ined.), 247 p., Freiburg i.Br.
- HERRGEGSELL, G. & PFLUG, R. (1985): The Thrust Belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil.- Münster. Forsch. (em prelo).
- HOPPE, A. (1984): Geodynamic Evolution of the Serra do Espinhaço (Proterozoic, Eastern Brazil).- 27 Congr. Geol. Int., resumo., II. p.310, Moscou.
- KEHRER, P. (1972): Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).- Geol. Rdsch., 61: 216-249.
- LA ROCHE, H. de, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature.- Chem. Geol., 29: 183-210.
- LEONARDOS, O.H., FYFE, W.S. & FUCK, R.A. (1976): Panafrican Thrusting and Melting within the Brazilian Continental Margin.- Anais Acad. Bras. Ciênc. (suplemento), 48, 153-158, Rio de Janeiro.
- MIYASHIRO, Y. (1981): Metamorphism and metamorphic belts.- 492 p., London, Boston, Sydney (George Allen & Unwin).
- MORAES, L.J. (1937): Geologia econômica do norte de Minas Geraes. Parte I: Geologia geral.- DNPM, Serv. Fom. Prod. Min., Bol. 19: 7-111.
- PATERNOSTER, K. (1979): Faziesverzahnung zwischen diamantführenden Konglomeraten und Bändererzen (BIF) in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).- Tese de doutoramento (ined.), 83 p., Freiburg i.Br.
- PFLUG, R. (1965): A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais.- Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol. 226, 55 p., Rio de Janeiro.

- PFLUG, R. (1967): Die präkambrische Miogeosynklinale der Espinhaço-Kordillere, Minas Gerais, Brasilien.- Geol. Rdsch., 56: 825-844.
- (1976): Die Serra do Espinhaço - Ein präkambrischer Kontinentalrand.- 5 Geowiss. Lateinamer.-Koll. Clausthal, resumo, Clausthal.
- PFLUG, R. & RENGER, F. (1973): Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano.- Anais XXVII Congr. Bras. Geol., Aracajú, 2: 5-19, Soc. Bras. Geol., Aracajú.
- RENGER, F. (1970): Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien.- Geol. Rdsch., 59: 1253-1292.
- (1979): Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço.- Atas I Simp. Geol. Minas Gerais, 9-27, Diamantina.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (1984): Geologia do Brasil.- 501 p., Brasília (Dep. Nac. Prod. Min.).
- UHLEIN, A., ASSIS, L.C. de & DARDENNE, M.A. (1983): As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar do Sêro - MG.- Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 3: 306-320, Soc. Bras. Geol., Belo Horizonte.
- VILELA, O.V. & SANTOS, O. de M. (1983): Dados preliminares sobre o depósito de minério de ferro da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, M.G..- Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Bol. 3: 333-346, Soc. Bras. Geol., Belo Horizonte.
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine.- 2 edic., 237 p., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks.- 348 p., New York, Heidelberg, Berlin (Springer).

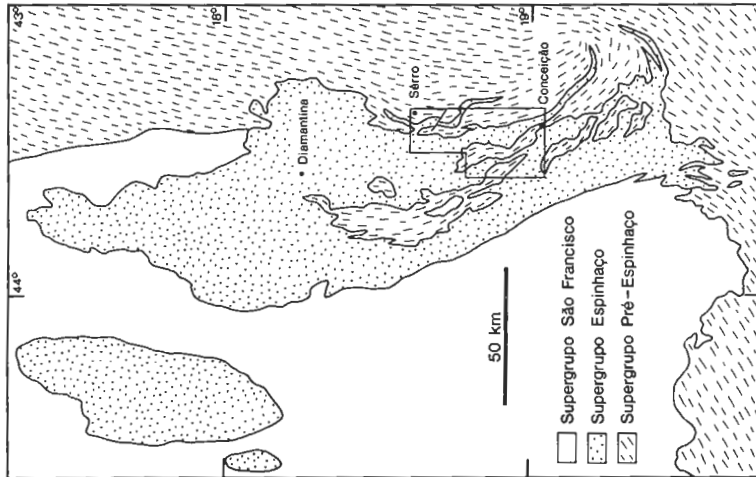


Fig. 1: Mapa geológico da Serra do Espinhaço meridional (modificado de PFLUG & RENGGER, 1973) com a delimitação da área estudada.

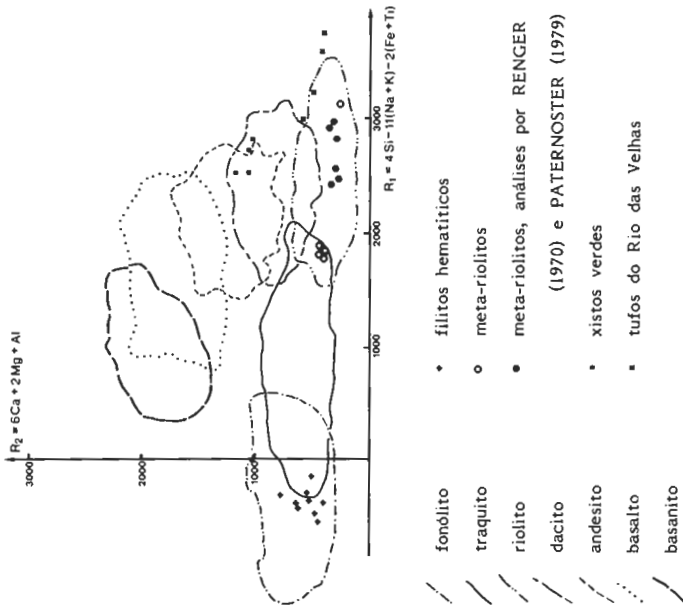


Fig. 2: Filitos hematíticos, meta-riolitos e xistos verdes do Supergrupo Espinhaço e tufos riolíticos da Série Rio das Velhas no diagrama vulcânico de de LA ROCHE et al. (1980). Análises geoquímicas nas tabelas 2-6.

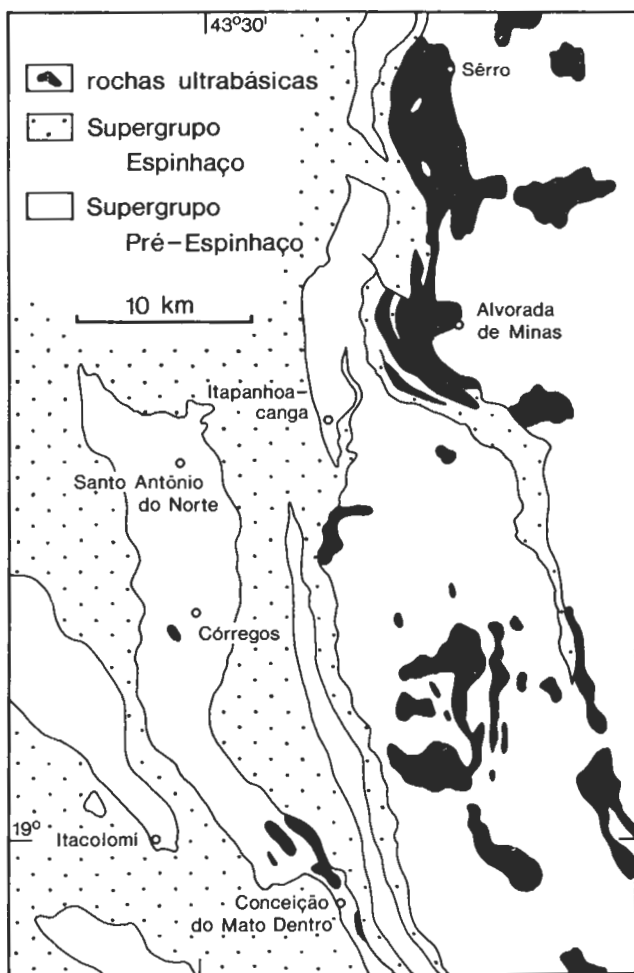


Fig. 3: Distribuição das rochas ultrabásicas na região de Sêro - Conceição (segundo RENGGER, 1970; BASTOS NETO, 1981 e HERRGESELL, 1984).

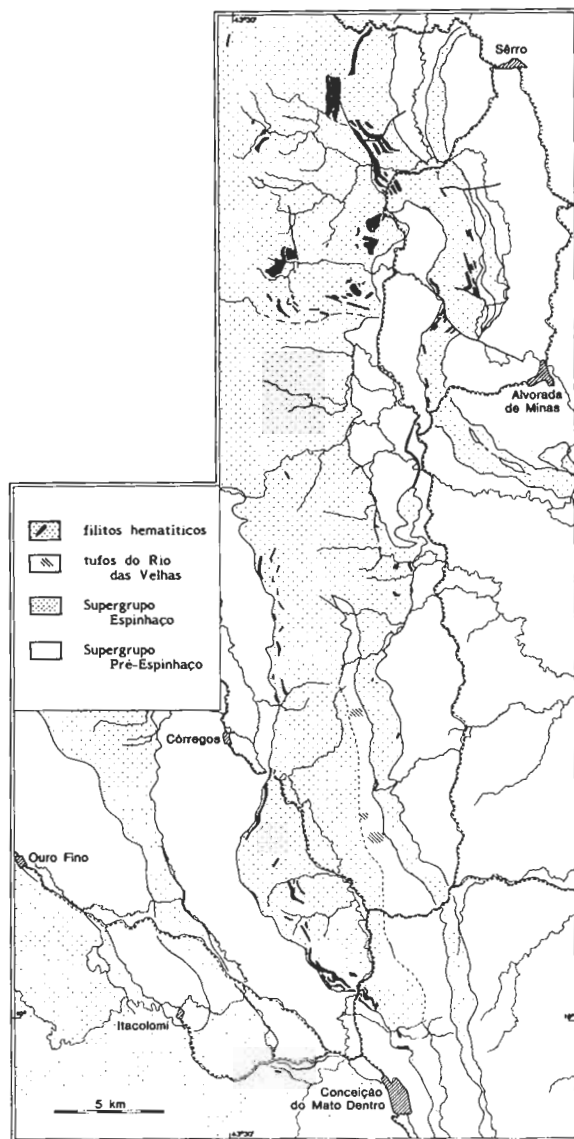


Fig. 4: Distribuição dos filitos hematíticos do Supergrupo Espinhaço e vulcânicas ácidas do Rio das Velhas.

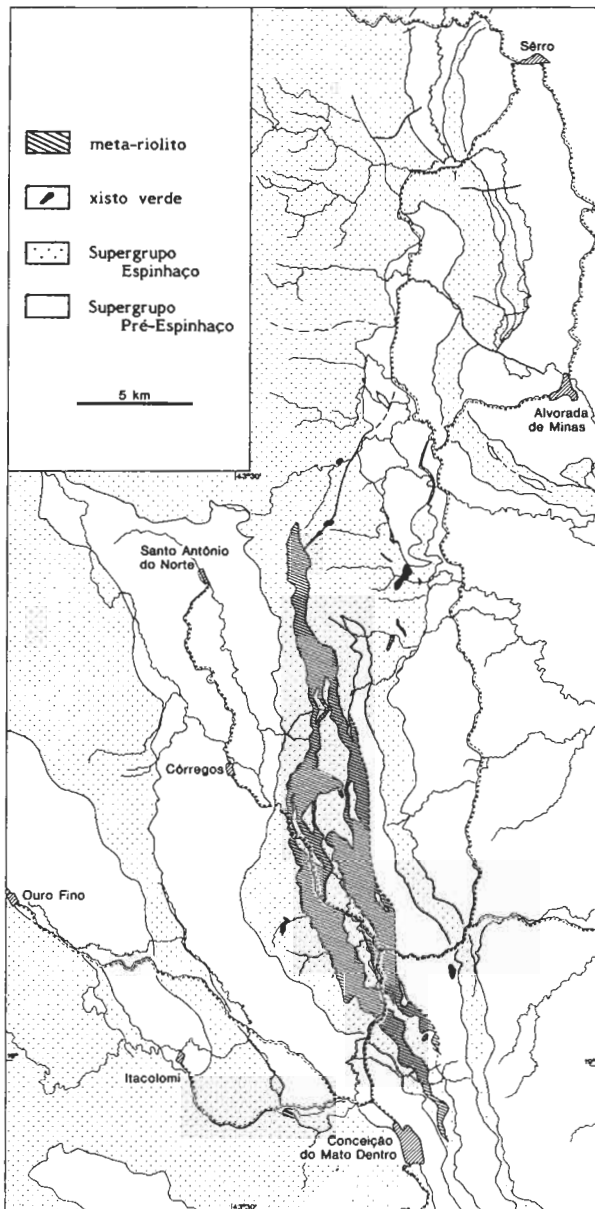


Fig. 5: Distribuição dos xistos verdes e dos meta-riolitos na área estudada.

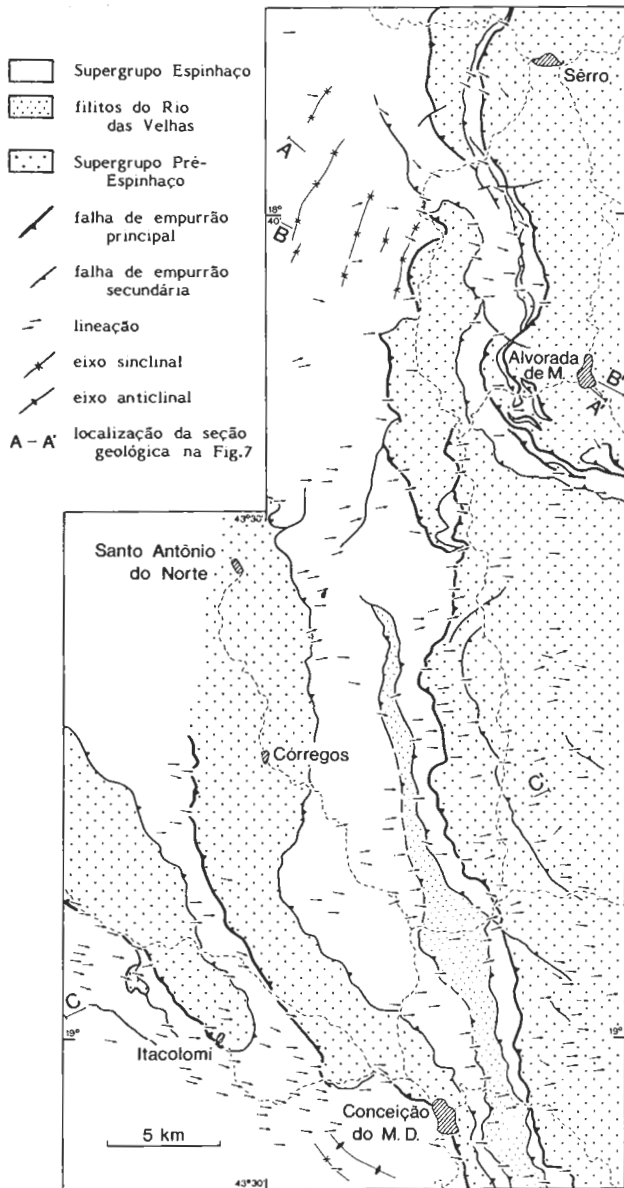
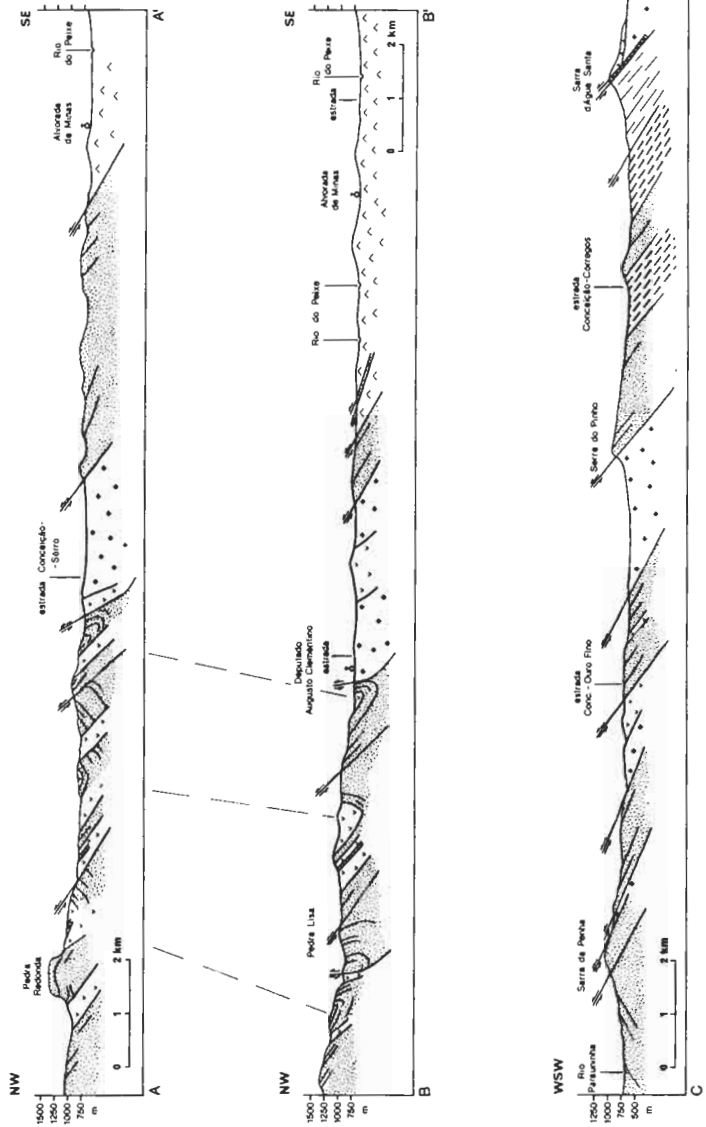


Fig. 6: Mapa geológico simplificado da margem oriental da Serra do Espinhaço meridional (segundo HERRGESELL & PFLUG, 1985).



Convenções: 1 canga, 2 intrusivas básicas, 3 meta-riolito, 4 quartzito, 5 formação ferrífera, 6 filitos Rio das Velhas, 7 ultrabásicas, 8 embasamento

Fig. 7: Seções geológicas da Serra do Espinhaço meridional (segundo HERRGSELL, 1984).
Localização das seções na Fig. 6.

A CORRELAÇÃO BRASIL/ÁFRICA NO PRÉ-CAMBRIANO COM BASE NO ESTUDO DOS DEPÓSITOS FOSFÁTICOS SEDIMENTARES DO ESTADO DE MINAS GERAIS (BRASIL) E ÁFRICA D'OESTE (BACIA DO VOLTA E MAURITÂNIA)

J.G. Parenti Couto

METAMIG - Metais de Minas Gerais S/A

ABSTRACT

There are three divisions where occur the sedimentary phosphatic deposits of Minas Gerais State - Brazil (Group Araxã, Upper Espinhaço and Bambuí). They are related to four ages (1.950 - 1.650 m.a., 1.350 - 950 m.a., 640 m.a. e 620 m.a.) and five are the types that could be classified (Type Fortaleza de Minas, Patos de Minas, Paracatu, Piumhi and Felixlândia). From these deposits two types are comparable to the occurrence of Volta Basin and Mauritània.

RESUMO

São três as divisões estratigráficas em que ocorrem os depósitos fosfáticos sedimentares do Estado de Minas Gerais - Brasil (Grupos Araxã, Espinhaço Superior e Bambuí); quatro suas idades (1.950 - 1.650 m.a.; 1.350-950 m.a.; 640 m.a. e 620 m.a.) e cinco os tipos que podem ser classificados (Tipos Fortaleza de Minas, Patos de Minas, Paracatu, Piumhi e Felixlândia). Dois destes cinco tipos de ocorrências fosfáticas são comparáveis às ocorrências da Bacia do Volta. O Tipo Piumhi é comparável aos depósitos de Kodjari e Arli da Formação Kodjari (Grupo Pendjari) e o Tipo Felixlândia aos de Mekrou e Topoa do Grupo Mekrou Bend.

INTRODUÇÃO

O presente artigo é uma síntese de trabalho apresentado pelo autor, ao término de curso desenvolvido na França (CESEV-83/84), no âmbito do acordo CNPq/CESMAT. A intenção foi a de dar uma contribuição ao estudo da correlação estratigráfica Brasil/África, principalmente das unidades do Proterozóico Superior (Rifeano), e ao mesmo tempo fornecer subsídios à prospeção mineral nos dois continentes, considerando uma evolução metalogenética comum. Com este propósito foram feitas comparações dos depósitos fosfáticos Pré-Cambrianos do Brasil (Estado de Minas Gerais) e da África d'Oeste (Alto Volta e Mauritània) e tentativas de integração de dados existentes de correlação em escala regional e continental.

ROCHAS FOSFÁTICAS DO ESTADO DE MINAS GERAIS (BRASIL)

A primeira descoberta de rocha fosfática de origem sedimentar no Estado de Minas Gerais, foi feita em 1961 na região do Cedro do Abaeté (Guimarães, 1967), embora anteriormente Derby (1879) e Rollf (In: Costa, 1963) tenham feito referências sobre a ocorrência de material fosfático nas barrancas do Rio São Francisco, respectivamente em Manga e Pedras de Maria da Cruz (para comprovar estas ocorrências foram feitas análises químicas em amostras coletadas nesses locais e os resultados

foram totalmente negativos para fosfato).

Esparsas referências sobre material fosfático na região de Fortaleza de Minas, se encontram em Costa (1963) e Rollf (1975), não constando, no entanto, a época e os autores desses achados. Nos anos 70 foram descobertos os depósitos de Patos de Minas (Rocinha) e as ocorrências de Lagamar, Vazante, Cabeluda, João Pinheiro, Paracatu, Serra de São Domingos, Felixlândia e Pium-hí, todos de idade Pré-Cambriana e situados na região noroeste do Estado, onde se encontram também os grandes depósitos de origem ígnea de Araxá, Tapira e Guimarães (Figura 1).

São três as unidades estratigráficas onde se encontram as ocorrências fosfáticas, quatro suas idades e cinco os tipos que podem ser classificados (Figura 2). As três unidades estratigráficas onde se encontram, são os Grupos Bambuí (ocorrências de Felixlândia, Cedro do Abaeté e Pium-hí), Grupo Espinhaço Superior (jazida da Rocinha e ocorrências de Lagamar, João Pinheiro, Patos de Minas, Paracatu/Vazante e Serra de São Domingos) e Grupo Araxá (ocorrências de Fortaleza de Minas).

As idades são Proterozóico Médio (1.950-1.650 m.a.) para as ocorrências do Grupo Araxá, Rifeano Médio (1.350-950 m.a.) para as ocorrências do Grupo Espinhaço Superior e Vendiano ou Terminal Rifeano para as ocorrências do Grupo Bambuí. Neste caso duas idades são reconhecidas: 640 + 15 m.a. para as ocorrências da Formação Paraopeba (Pium-hí) e 620 + 40 m.a. para as ocorrências da Formação Três Marias (Felixlândia e Cedro do Abaeté).

Os cinco tipos que podem ser classificados são os Tipos Fortaleza de Minas, Patos de Minas, Paracatu, Pium-hí e Felixlândia. As ocorrências "Tipo Fortaleza de Minas" se encontram na Fazenda do Sr. João Soares, situada a 4 km SW da cidade de Fortaleza de Minas. Trata-se de rocha fosfática alterada, talvez produto de enriquecimento supergeno de rocha carbonatada (calcário) de baixo teor, ocorrendo na forma de pequenos corpos lenticulares (100 x 300 metros) encaixados em uma unidade tectonizada, tida como pertencente ao Grupo Araxá (Teixeira et al, 1979) e de idade Proterozóico Médio (Mapa geológico do Brasil - DNPM - 1981).

As ocorrências fosfáticas "Tipo Patos de Minas" são observadas nas proximidades à cidade de Patos de Minas, Lagamar e João Pinheiro (2, 3, 4 e 7, na Figura 1) em um mesmo nível estratigráfico e fácies sedimentar. Foram descobertos nos anos 70, pelas companhias CPRM - Cia de Pesquisas de Recursos Minerais e DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração S/A. O principal depósito foi descoberto pela CPRM, no lugar denominado "Rocinha" no município de Patos de Minas. Trata-se de corpo de largura média de 250 metros e comprimento em torno de 10 km (Carvalhães, 1976). Segundo Ferrari (1976) trata-se de rocha fosfática alterada, produto de enriquecimento supergeno (média 13,05% P_2O_5) de rocha carbonatada (calcário) de baixo teor (5% P_2O_5). Uma origem marinha foi-lhe atribuída por Carvalhães (op. cit.).

As ocorrências fosfáticas "Tipo Paracatu" são observadas nas proximidades de Paracatu (8 e 9 na figura 1), Formoso (10) e Vazante (5 e 6). As ocorrências 6, 8, 9 e 10 foram descobertas durante os trabalhos desenvolvidos pela Metamig. Trata-se de nódulos, grânulos e fragmentos de colofanito associados a complexos dolomíticos de Recifes, com estromatolitos, brechas e conglomerados, os quais ocorrem ao longo de uma faixa norte-sul, com cerca de 250 km de extensão (Unaí/Vazante), à exceção da ocorrência da Serra de São Domingos (10 na figura 1) que se encontra em uma unidade de siltitos e quartzitos com lentes de dolomito estromatolíticos.

A ocorrência de fosfato de Pium-hí ("Tipo Pium-hí") foi descoberta pelo geólogo Valdir F. Veronese (METAMIG) na confluência do Córrego da Matinha com o Ribeirão das Araras, a 15 km NE de Pium-hí, em rochas carbonatadas do Grupo Bambuí. Segundo Fritzsos Jr. et alii (1980)

trata-se de concentrações supergenas associadas a silixitos de origem secundária, constituída de quartzo, colofane, sericita e opacos, com teor de 20-25% de P_2O_5 .

O "Tipo Felixlândia" compreende as ocorrências de fosfato de Felixlândia e Cedro do Abaeté. A descoberta de fosfato na região de Felixlândia foi feita pelo autor durante os trabalhos desenvolvidos em 1978, pela METAMIG. Segundo Couto (1979) trata-se de nódulos centimétricos de colofanito (16,5 a 26,5% P_2O_5), ocorrentes em um nível de topo (10-20 cm) de uma unidade composta de calcários dolomíticos com es-tromatolitos, espessura entre 1,8 a 8,0 metros. (Membro Felixlândia).

O membro Felixlândia (Formação Três Marias - Grupo Bambuí) reconhecido por Couto (1980) na região de Felixlândia, possivelmente ocorre, também, na região de Cedro do Abaeté, como rocha encaixante dos depósitos desta região, se consideradas as descrições de Magalhães, 1974 e Matos et al, 1978, de uma unidade semelhante. Segundo Oliveira et alii, 1970, que estudaram os depósitos da região do Cedro do Abaeté, trata-se de rochas alteradas de coloração variada, teor entre 7,4 a 34% de P_2O_5 , que ocorre na base de uma unidade argilo-siltosa, às vezes de coloração verde ("Verdete").

O intervalo de sedimentação do nível fosfático da região de Felixlândia pode ser calculado levando-se em conta as idades das formações que compõem o Grupo Bambuí, determinadas por Couto et alii, 1981, e as espessuras obtidas na região por Couto (1980). A espessura da Formação Três Marias na região de Felixlândia foi calculada em torno de 200 metros e a idade de sua formação em torno de 50 m.a., portanto uma relação de 200 metros/50 m.a., ou seja 1 metro/200.000 anos. Como a espessura do nível fosfático varia de 10 a 20 cm, o tempo para sua formação situa-se entre 25.000 a 50.000 anos.

Esses dados estão de acordo com as citações de Slansky, 1980, para quem a ordem de grandeza da sedimentação fosfatada de alguns depósitos da África e Estados Unidos é de 1 metro/200.000 a 1.000.000 anos, e se aproximam daqueles de Baturin, 1970 (In: Slansky, op. cit), para quem a espessura máxima das fosforitas susceptíveis se acumularem em 100.000 anos é de 1 a 2 metros. Esta estimativa teórica foi feita com base na produtividade atual do fitoplâncton da margem continental da África do Sul.

Tais resultados, todavia, diferem daqueles obtidos por Belinko, 1977, que fez uma estimativa teórica para mostrar a ordem de grandeza da duração de formação de um jazimento sedimentar marinho de fosfato, baseando-se sobre dados recentes de pesquisas oceanográficas. Os dados assim obtidos foram da ordem de 23 metros/100.000 anos.

ROCHAS FOSFÁTICAS DA BACIA DO VOLTA E MAURITÂNIA (ÁFRICA D'OESTE)

As ocorrências de rochas fosfáticas sedimentares Pré-Cambrianas da África d'Oeste, se encontram nas unidades proterozóicas da Bacia do Volta e Mauritânia.

Bacia do Volta - O Proterozóico da Bacia do Volta compreende três grupos: Dapango-Bombouaka na base, Pendjari no meio e Obosun no topo. Segundo Trompette et alii, 1980, suas idades vão de 1.100-900/800 m.a. para o Grupo Dapango - Bombouaka a 675-615 m.a. para o Grupo Pendjari (as ocorrências fosfáticas seriam um pouco mais velhas que 660 ± 8 m.a.). O Grupo Obosun marca o limite Pré-Cambriano/Panerozóico.

O Grupo Dapango-Bombouaka repousa em discordância sobre o substrato Pré-Cambriano (c.a. 1.800 m.a.) e compreende duas formações de espessura entre dezena a 700 metros. O Grupo Pendjari repousa em discordância sobre o Grupo Dapango-Bombouaka ou complexo de base e compreende duas formações: a formação Kodjari na base, espessura em torno de 50 metros, com a "Triade" (tilito/calcário-dolomito/chert) recobrer-

ta por siltitos argilosos e a mineralização fosfatada e a Formação Pendjari de espessura entre 1.000 e 2.000 metros, compreendendo um monótono pacote de argilitos verdes, arenitos e grauvacas. O Grupo Obosun de espessura entre 400 a 500 metros, consiste em folhelhos e conglomerados, frequentemente vermelhos e considerados como "molassa" dos Dahomeydes.

Segundo Trompette et alii (1980) quatro das cinco ocorrências fosfáticas conhecidas se encontram na Bacia do Volta. As ocorrências de Kodjari e Arli se encontram na parte horizontal da bacia (Alto Volta) e Mekrou (Benin e Níger) e Topoa (Níger) na parte dobrada. A quinta ocorrência (Alaub Djauana) se encontra no limite ocidental da unidade Buem, equivalente dobrada e levemente metamorfisada do Grupo Pendjari.

Mauritânia - As ocorrências de rochas fosfáticas da Mauritânia se situam nos limites ocidentais da Bacia de Taoudeni (Trompette et alii, 1980), onde as rochas do Proterozóico Superior se encontram em dois cinturões denominados de Mauritanides e Adrar da Mauritânia. O Adrar da Mauritânia forma uma estreita banda de direção sudoeste/nordeste, ao sul do Escudo de Requibat e ao norte da Bacia de Taoudeni. Segundo Clauer et alii, 1982, as rochas do Adrar da Mauritânia foram classificadas por Trompette, 1973, em Supergrupo 1, Supergrupo 2 e Supergrupo 3.

O Supergrupo 1 é caracterizado pela abundância de rochas carbonatadas (com estromatolitos), espessura entre 0-3.500 metros e comporta quatro grupos, separados por discordâncias: Grupos Char, Atar, Tifounke e Assabet el Hassiane. O Supergrupo 2 (CO₁ - CO₃) começa com tilitos do Grupo Bthaat Ergil, discordante sobre o Complexo Basal, seguido por um nível de cherts, com micro-organismos e um horizonte calcário (conjunto denominado "Triade"). Esta unidade é recoberta por um nível (CO₃) com cherts recobertos por argilitos verdes. O topo é considerado como o fim do Proterozóico Superior. A correlação entre o Adrar da Mauritânia e a Bacia do Volta foi feita por Deynou et alii, 1978.

COMPARAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS FOSFÁTICAS

Dois dos cinco tipos de ocorrências fosfáticas do Estado de Minas Gerais (Brasil) podem ser comparados com aqueles da Bacia do Volta (África d'ocete), onde podemos distinguir três tipos de jazimentos diferentes. Os dois tipos comparáveis são os que ocorrem na base da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí) denominado Tipo Pium-hí, e que são comparáveis aos depósitos de Kodjari e Arli da Formação Kodjari (Grupo Pendjari) e as ocorrências da Formação Três Marias (Grupo Bambuí), denominadas "Tipo Felixlândia" e que são comparáveis aos depósitos de Mekrou e Topoa do Grupo Mekrou Bend.

As ocorrências de Alaub-Djuana que se situam em uma unidade com poucos dados e posição estratigráfica mal definida, talvez pudesse ser comparada aos Tipos Felixlândia, Patos de Minas ou Fortaleza de Minas. Os outros três tipos de ocorrências (Patos de Minas, Paracatu e Fortaleza de Minas), não são comparáveis aos depósitos da África d'ocete. É possível que estes tipos de ocorrências não encontram correspondência se considerarmos as conclusões de Clauer et alii, 1982, para quem há uma importante lacuna de depósitos entre 1.000-1.700 m.a., tal vez devido a uma ausência de sedimentação ou por erosão.

Em que pese o fato de que ocorrências fosfáticas Tipo Paracatu e Patos de Minas não tenham, ainda, sido descobertas no Continente Africano, existe a possibilidade de que tal venha a ocorrer se considerarmos as correlações Brasil/África (Copperbelt Zambiano), propostas por Couto (1982) e a ocorrência no Continente Indiano (Região de Udaipur) de depósitos fosfáticos muito semelhante ao Tipo Paracatu, tanto no modo de ocorrência, como na idade, o que poderia significar que no Rifeano Médio ocorreu um período bem definido de fosfatogênese e de ampla distribuição.

As fosforitas da região de Udaipur ocorrem em uma unidade

carbonatada como nódulos, grânulos e níveis de colofana associados a dolomiticos com estromatolitos tipo "Collenia", "Baicallia" e "Minjaria" (Banerjee, 1971), pertencente à Formação Matoon do Grupo Aravalli. A idade deste grupo é atribuída por Banerjee (1978) ao Rifeano Médio (1.350-950 m.a.) com base no estudo dos estromatolitos e por Raha et al, 1982 ao Aphébian (2.500-1.650 m.a.)/Early Riphean (Super Grupo Aravalli).

CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E GLACIAÇÕES

A correlação entre as unidades do Proterozóico Superior de idade 570/680 m.a. (Vendiano ou Terminal Ripheano) que aparecem nos Cratons do São Francisco (Brasil) e do Oeste Africano (África), pode ser feita baseando-se nas mineralizações fosfatadas, idades e estratigrafia (Figura 3).

A correlação entre os Grupos Bambuí do Brasil (Bacia do São Francisco) e Grupo Bthaat Ergil (Super Grupo 2) do Adrar da Mauritânia e os Grupos Pendjari ou Mekrou Bend e Obosum da Bacia do Volta é demonstrável pela semelhança da sucessão litológica e idades. Do topo para a base o Grupo Bambuí é composto (Couto, 1982) por uma série de arenitos líticos e folhelhos vermelhos a violáceos (Formação Pirapora), idade 590 ± 40 m.a., considerada como molassa do Ciclo Brasileiro (Couto et alii, 1970). Esta unidade é correlacionável à unidade carbonatada do Grupo Bthaat Ergil do Adrar da Mauritânia, composta de folhelhos vermelhos, idade de 595 ± 45 m.a. e ao Grupo Obosum da Bacia do Volta, idade 550/615 m.a., composto de arenitos, folhelhos e conglomerados, frequentemente vermelhos, considerado como molassa dos Dahomeydes.

Abaixo da seção vermelha aparece, na região meridional da Bacia do São Francisco, uma unidade composta de arcóseos verdes (arenitos finos e siltitos), denominada Formação Três Marias, de idade 620 ± 40 m.a., com um nível de base composto de dolomiticos estromatolíticos, brechas e conglomerados denominado "Membro Felixlândia". Abaixo da Formação Três Marias ocorre a Formação Paraopeba, base do Grupo Bambuí, compreendendo um pacote espesso de argilitos, siltitos, margas e calcários de idade 640 ± 15 m.a., com um conglomerado basal fino e descontínuo denominado Membro Carrancas.

O Conjunto Formação Três Marias/Formação Paraopeba pode ser correlacionado com as unidades CO_1 e CO_2 (idades 595/695 m.a.) do Grupo Bthaat Ergil do Supergrupo 2 do Adrar da Mauritânia e com os Grupos Pendjari ou Mekrou Bend (idades 615/675) da Bacia do Volta. Embora o conjunto que aparece abaixo da Série Vermelha tenha sido dividido em duas unidades tanto no Adrar da Mauritânia (unidades CO_2 e CO_1), como na Bacia do Volta (Formações Pendjari e Kodjari) e na Bacia do São Francisco (Formações Três Marias e Paraopeba), tais divisões não se corroboram, à exceção da parte inferior, denominada de "Triade", reconhecida tanto no Adrar da Mauritânia como na Bacia do Volta.

Na Bacia do São Francisco (região meridional) a litologia comparável à "Triade" são os conglomerados (Membro Carrancas) e os calcários dolomíticos silicosos, branco esverdeados da base da Formação Paraopeba. Todavia, resta um problema quanto à natureza destes conglomerados. Segundo Couto, 1982, trata-se de um produto da transgressão da Formação Paraopeba (Grupo Bambuí), formada às custas do embasamento local e não de tilitos ou produtos de glaciações. Em certos locais ocorrem tilitos na base da Formação Paraopeba, mas eles são de idades diferentes (Glaciação Jequitai) e pertencem ao Grupo Maçaúbas (Couto et alii, 1981). Malgrado estas restrições, as correlações são possíveis considerando que as ocorrências fosfáticas Tipo Piumhi se localizam na mesma posição daquela observada na "Triade".

O problema posto sobre a natureza dos conglomerados do "Membro Carrancas" é que alguns dos conglomerados que ocorrem na base das formações inferiores do Vendiano ou Rifeano Terminal (média 600 m.a.) pode não ter nenhuma relação com rochas de origem glacial. Esta possi-

bilidade é reforçada considerando que na região sul da Bacia do São Francisco (Sete Lagoas - MG - Brasil) eles são recobertos por uma unidade carbonatada com estromatolitos (Marchese, 1974), tida como depositada em clima quente. Fato este que concorda com os dados de Morel et al, 1978, para quem neste período geológico o clima da região considerada (Craton do São Francisco e oeste Africano) era do tipo equatorial.

Tal suposição não exclue, todavia, a provável existência de dois níveis de tilitos (Petit e Grand Conglomerats) antes desse período geológico, pois que, a mesma região, segundo Morel et al (op cit), também esteve dentro do Círculo Polar em dois períodos diferentes (675 m.a. e 1.050 m.a.). Todavia, o problema da existência de depósitos glaciais no Proterozóico foi destacado por Chumakov, 1981, o qual cita mais de 300 "tilitos" Precambrianos na literatura geológica, dos quais somente 25% poderiam ser considerados como rochas de origem glacial.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando uma provável ligação entre períodos glaciais e fosfatogênese e considerando também as ocorrências de fosfatos e tilitos do Brasil e África, é possível supor que a cada nível de tilito corresponda um nível fosfático, tanto no Craton do São Francisco, como no Craton d'Oeste Africano ou no Craton do Congo, à exceção do Tipo Fortaleza de Minas, de idade Proterozóico Médio, para o qual os dados disponíveis são insuficientes para considerações.

O mais antigo nível fosfático que ocorre no Grupo Espinhaço Superior (Tipo Patos de Minas e Tipo Paracatu) de idade Rifeano Médio (1.350 - 950 m.a.) pode ser correlacionado ao nível de tilito denominada de "Grand Conglomerat" na África. Neste caso é preciso um melhor conhecimento da estratigrafia do Grupo Macaúbas no Brasil e de seus correspondentes no Craton do Congo, pois o nível fosfático se encontra abaixo do nível de tilitos, portanto seria anterior à glaciação.

O nível fosfático da base da Formação Paraopeba (Tipo Pium-hí), de idade 640 + 15 m.a. no Brasil e seus correspondentes no Craton d'Oeste Africano ("Triade"), pode ser correlacionado ao nível de tilito denominado "Petit Conglomerat" na África. O nível na base da Formação Três Marias (Tipo Felixlândia) de idade 620 + 40 m.a. no Brasil e seus correspondentes no Craton d'Oeste Africano poderia ser correlacionado a um terceiro nível de tilito, observado segundo Clauer et alii, 1982 na unidade carbonatada (Atar da Maurîtânia) Oti (Gana) e talvez com o nível de tilitos da base da Série Purpura (Algéria-Hoggar).

Ressalta-se que nos dois últimos casos (Tipos Pium-hí e Tipo Felixlândia), os níveis fosfáticos do Brasil se encontram associados a um ambiente de clima quente, demonstrável pela presença de estromatolitos nos níveis fosfáticos. Tal fato poderia significar que as glaciações ou seriam sincrônicas, mas de localização diferente, ou terminaram nesta época. Esta última hipótese é reforçada pelo fato de que frequentemente a fosfatogênese estar ligada a uma transgressão marinha (Notholt, 1980) a qual poderia corresponder à cessação das glaciações. A formação de depósitos fosfáticos nos períodos interglaciais, segundo Cook et al, 1979, foi demonstrada por Burnett, 1977 (baseando-se em idades radiométricas), para quem as fosforitas pleistocênicas do Peru e do Sul do Chile foram formadas quando os oceanos estavam quentes e o nível do mar alto.

A existência de ocorrências fosfáticas associadas a sequências sedimentares formadas em clima quente, com estromatolitos, como são exemplos as ocorrências de Paracatu, Pium-hí e Felixlândia e depósitos ferríferos associados a sequências glaciais (tilitos) como por exemplo, os depósitos ferríferos de Porteirinha-MG - Brasil (Viveiros et al, 1979), no Grupo Macaúbas, ressaltam o problema da associação de depósitos fosfáticos e de ferro com períodos de glaciação. Segundo Cook et al, 1979, a associação de correntes frias (Upwelling) com depósitos de ferro (sugerido primeiro por Borchert, 1960 e demonstrado por Hol-

land, 1973) e depósitos de fosfatos (segundo teoria original de Kozakov, 1938) não está muito clara e se existe alguma analogia entre fosforitas e mineral de ferro, sua exata natureza não foi, ainda, bem compreendida.

Embora a formação de depósitos fosfáticos e de ferro associados a períodos glaciais estejam em contradição, como evidenciado por Bushinsky, 1969 (citado por Cook et al, 1979) para quem "Phosphorites and Ironstones are antagonistic" é possível que o transporte do ferro e fosfato por correntes frias e sua concentração diferencial estejam ligadas, entre outras causas, à temperatura da água. Considerando tal hipótese, teríamos o ferro e fosfato transportados por correntes frias, mas o ferro encontrando condições favoráveis de concentração onde houvesse um abaixamento sensível na temperatura das correntes frias e o fosfato em situação oposta, ou seja, onde ocorresse um aumento sensível da sua temperatura. Em tal caso é possível que a formação de depósitos de ferro se faça próximo às geleiras e os de fosfato mais longe, onde houver clima quente.

Ainda que os dados disponíveis não sejam suficientes para esclarecer os mecanismos da fosfatogênese, as evidências parecem indicar que há uma relação entre eras glaciais e períodos de fosfatogênese, o que viria a reforçar as opiniões existentes em favor desta hipótese. A estas causas deve-se ajuntar a biogênese para compreender o desenvolvimento na quantidade e possança das ocorrências fosfáticas do Pré-Cambriano ao presente, pois o incremento das glaciações e fosfatogênese são acompanhadas paralelamente pela proliferação biogenética.

A associação entre fosfatogênese, biogênese e glaciações, parece estar ligada a quantidade de água nos oceanos, temperatura da terra, forma e distribuição dos continentes e bacias oceânicas. Esta situação pode significar que houve um aumento na quantidade de água da hidrosfera, do Pré-Cambriano ao presente, pois que, segundo Slansky (1980) a quantidade de fosfato em solução nos oceanos aumenta com a profundidade até 1.000 metros em média e paralelamente o pH e a temperatura diminuem.

O que se pode deduzir destas inferências é que quanto maiores e profundos forem os oceanos, maiores e mais intensas as correntes frias, maiores as glaciações e por consequência maiores os depósitos fosfáticos. Tal situação parece indicar que a terra, após o cretáceo, encontrou condições ideais para a proliferação de seres vivos, somente comparável à explosão biogenética observada no início do Cambriano, a qual coincide, também, com notável período de fosfatogênese e explicar a quantidade e importância dos depósitos fosfáticos Cenozóicos, os quais por si só respondem por quase 3/4 da produção mundial de rocha fosfática, (Notholt, 1980).

BIBLIOGRAFIA

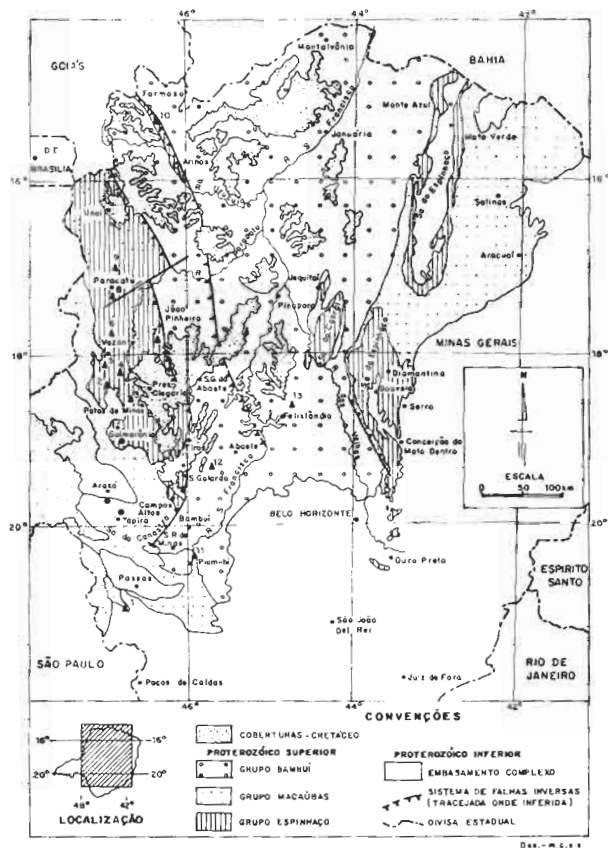
- BANERJEE, D.M. - 1971 - Prêcambrian stromatolitic phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India. Geological Society of America Bulletin, 82: 2319-2330.
- BANERJEE, D.M. - 1978 - Chemical rhythmicity in the Precambrian laminated phosphatic stromatolites and its bearing on the origin of algal phosphorite. Indian Journal of Earth Sciences, 5: 102-110.
- BELINKO, G. de - 1977 - Reflexions sur la genèse des gisements sédimentaires marines des phosphates. Industrie Minérale, 59 (6): 290-310.
- CARVALHAES, J.B. - 1976 - Excursão 3, segunda parte. Roteiro das Excursões do XXIX Congresso: Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte.
- CHUMAKOV, N.M. - 1981 - Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance. Precambrian Research, 15: 373-395.
- CLAUER, Norbert; CABY, Renaud; JEANNETTE, Daniel; TROMPETTE, Roland - 1982 - Geochronology of sedimentary and metasedimentary precambrian

- rocks of the west african Craton. Precambrian Research, 18: 53-71.
- COOK, P.J., X Mc ELHINNY, M.W. - 1979 - A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. Economic Geology, 74: 315-330.
- COSTA, L.A.M. da, ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G. e STEVENAZZI, V.-1970- Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. Boletim de Geologia, Rio de Janeiro (5) : 3-34.
- COSTA, M.T. da - 1963 - Ocorrências de rochas fosfáticas no Brasil . Soc. Int. Est. Geol. SICEG, Bol. nº 4, p. 21-29, Ouro Preto, 1965.
- COUTO, J.G. PARENTI - 1979 - Projeto Bambuí Sul - Três Marias; Geologia e mineralizações na região de Felixlândia - MG. Belo Horizonte , METAMIG (Relatório Interno).
- _____ - 1980 - Nota sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí na região de Felixlândia, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 10 (4): 292-296.
- _____ - 1982 - Contribuição ao estudo do Proterozóico Superior (Rifeano) da região meridional do Craton do São Francisco (Brasil) : Redefinição estratigráfica e correlação Brasil/África. Anais do XXXII Congresso: Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, vol. 1, p. 269-279.
- _____ - 1984 - Correlation Brésil/Afrique dans le Précambrien: Une étude sur les occurrences phosphatées sédimentaires de l'Etat de Minas Gerais (Brésil) et de l'Afrique de l'ouest. Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière - INPL-CESEV-NANCY-FRANCE- Rapport de Fin de cycle.
- COUTO, J.G. PARENTI X BEZ, LAURI - 1981 - A glaciação Jequitai: Um guia estratigráfico para o Precambriano Superior no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 11 (1) : 17-21.
- COUTO, J.G. PARENTI; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES N.M.P. - 1981 - Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí, com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 11 (1) : 5-16.
- DERBY, O.A. - 1879 - Contribuição para o estudo da geologia do Valle do Rio São Francisco. Arquivos do Museo Nacional, Rio de Janeiro , Vol. IV, p. 87-119.
- DEYNOUX, M.; TROMPETTE, R.; CLAUER, N.; SOUGY, J. - 1978 - Upper Precambrian and Lowermost palaeozoic correlations in west africa and in the western part of central Africa. Probable diachronisme of the late precambrian tilite. Geol. Rundschau, 67 : 615-630.
- FERRARI, P.G. - 1976 - Excursão 3, primeira parte. Roteiro das Excursões do XXIX Congresso: Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte.
- FRITZSONS, Jr. O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, N. - 1980 - Geologia da região de Pium-hi. Anais do XXXI Congresso: Sociedade Brasileira de Geologia, Balneário de Camboriú, Vol. 5, p. 2906-2917.
- GUIMARÃES, D. - 1967 - Ocorrência de Fosforita no Município de Abaeté, Minas Gerais. DNPMP-DGM, Notas Preliminares e Estudos, 144, Rio de Janeiro.
- MAGALHÃES, L.F. - 1974 - Fosforita - Depósitos da Região de Cedro do Abaeté. Belo Horizonte, METAMIG, Relatório Interno, 32 p.
- MARCHESE, H.C. - 1974 - Estromatolites "gimnosolenidos" en el lado oriental de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, 4: 257 - 271.
- MATOS, G.M.M. de; MENEZES FILHO, N.R. de - 1978 - Formação Três Marias Grupo Bambuí litologia e estruturas sedimentares. Anais do XXX Congresso: Sociedade Brasileira de Geologia, Recife. Vol. 2, p.809-

- MENDELSON, F. - 1961 - (ed.) - The geology of Northern Rhodesian Copperbelt. London, McDONALD, 1972, Sec. Imp.
- MOREL, P. X IRVING, E. - 1978 - Tentative paleocontinental maps for the early phanerozoic and proterozoic. *Journal of geology*, 86: 535-561.
- NOTHOLT, A.J.G. - 1980 - Economic phosphatic sediments : mode of occurrence and stratigraphical distribution. *J. Geol. Soc. London*, 137 : 793-805.
- OLIVEIRA, F.A. de, et ALII - 1970 - Projeto Fosfato Cedro do Abaeté. Relatório Final. MME-DNPM - 3ª Distrito. Belo Horizonte - MG.
- RAHA, P.K. X SASTRY, M.V.A. - 1982 - Stromatolites and Precambrian Stratigraphy of India. *Precambrian Research*, 18: 293-318.
- ROLEFF, P.A.M.A. - 1975 - Nota sobre a presença de fosfatos no Bambuí de Arcos, Pains (MG). *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, 32 (5) : 17-23.
- SLANSKY, M. - 1980 - Géologie des phosphates sédimentaires. *Mémoire du BRGM*, nº 114.
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. - 1979 - Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, 9 (1) : 17-26.
- TROMPETTE, R.; AFFATON, P.; JOULIA, F.; MARCHAND, J. - 1980 - Stratigraphic and structural controls of late precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin , West Africa. *Economic Geology*, 75 : 62-70.
- VIVEIROS, J.F.M.; SÁ, E.L.; VILELA, O.V.; SANTOS, O.M.; MOREIRA, J.M. P.; HOLDER, NETO F.; VIEIRA, W.S. - 1979 - Geologia dos Vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Geologia do Espinhaço Diamantina: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 75-87.

Figura 1 - LOCALIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DE FOSFATO DO ESTADO DE MINAS GERAIS (BRASIL)

(Segundo Couto, 1984)



OCORRÊNCIAS DE FOSFATO

▲ SEDIMENTARES

● IGNEAS

- | | |
|------------------------------|---|
| 1 - FORTALEZA DE MINAS | 7 - JOÃO PINHEIRO |
| 2 - ROCINHA (PATOS DE MINAS) | 8 - BENTO CARMELO / TAMANDUÁ (PARACATU) |
| 3 - PATOS DE MINAS | 9 - SERRA DA PINDAÍBA (PARACATU) |
| 4 - LAGAMAR | 10 - SERRA DE SÃO DOMINGOS (FORMOSO) |
| 5 - VAZANTE | 11 - PIUM-PI |
| 6 - CABELUDA (VAZANTE) | 12 - CEDRO DO ABAETÉ |
| | 13 - FELIXLÂNDIA |

FIGURA Nº 2 — CLASSIFICAÇÃO DOS DEPOSITOS FOSFÁTICOS SEDIMENTARES
 PRÉ - CAMBRIANOS DO ESTADO DE MINAS GERAIS (BRASIL)
 (SEGUNDO COUTO, 1984)

DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES	AGES	CLASSIFICATION	OCCURRENCES
GRUPE BAMBU	FORMATION TRÊS MARIAS	TYPE FELIXLANDIA	- FELIXLÂNDIA - CEDRO DO ABAETÉ
	FORMATION PARAOPEBA	TYPE PIUM-HI	- PIUM-HI
GRUPE ESPINHAÇO SUPERIEUR	TERMINAL RIPHEAN OR VENDIAN	TYPE PARACATU	- BENTO CARMELO/TAMANDUÁ (PARACATU) - SERRA DA PINDAÍBA (PARACATU) - VAZANTE - CABELUDA (VAZANTE) - SERRA DE SÃO DOMINGOS
	(1.350 - 950 ma)	TYPE PATOS DE MINAS	- ROCINHA - LAGAMAR - JOÃO PINHEIRO - PATOS DE MINAS
GRUPE ARAXÁ	PROTEROZOÏQUE MOYEN	TYPE FORTALEZA DE MINAS	- FORTALEZA DE MINAS

Des - m. o. s. f.

FIGURA Nº 3

CORRELAÇÃO BRASIL - AFRIÇA NO PRÉ-CAMBRIANO
(SEGUNDO COUTO, 1984)

BRÉSIL			AFRIQUE D'OUEST			AFRIQUE CENTRE-ORIENTAL		
REGION MÉRIDIIONAL DU CRATON DU SAO FRANCISCO (MODIFIÉ DU COUTO ET AL., 1981/ COUTO, 1982)			ÁDRAR OF MAURITANIA (D'APRÈS THOMPETTE, 1973; DE CLAUDE ET ALII, 1982)			BASSIN DU VOLTA (D'APRÈS MENDELSSOHN, 1981)		
CAVBRIAN	GRUPE	FORMATION	ÂGES (m.a)	UNITS	DESCRIPTION	ÂGES (m.a)	LITMOLOGIE	ÂGES (m.a)
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	PIRANHA	590 ± 40	CO ₂ ± 45	GRÈS, SCHISTE ARGILEUSE ROUGE (MOLLASSE)	635 - 550	GRÈS SCHIST-ARGILEUX, COUÛLÔMÈ RATS ROUGÈS (MOLLASSE)	635 - 550
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	MARIAS (M.FELIX)	620	CO	GRÈS FIN/SILTITES ARKOSÉAN, VERTS DOLOMITE AVEC STROMATOLITES (LÂNDIA) (BÈCHES ET CONGLOMÉRATS)	675 - 615	SCHISTE ARGILEUX VERT, GRÈS ARGILEUX FELDS ET INTERCALATIONS DE GHAWCKE ET CALCAIRE	675 - 615
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	PARAO	640	BT MAT	ARGILITES, SILTITES (COUTO ET AL., 1981) (DOLÔMITES À BASE) (M.F. - CAR) (CONGLOMÉRATS FIN RATAÇAS) ET DESCONTINU	675 - 615	BRECHES TILLITE CAL-DOL-CHERT SILT PHOSPHORE ET PHOSPHATE	675 - 615
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	MACURBAS	900/1200	ASSABET EL MASSIANE TIFOUNKE	TILLITES, PHYLITES METASSILTITES QUARTZITES DIVERS AVEC CAILLOU	695	QUARTZITES AVEC INTERCALATIONS DE SCHISTE ARGILEUX	695
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	INTRUSIVES BASIQUE	900/1200	ATAR	ARGILISE, DOLOMITES PHYLITES CARBONALES SILTITES QUARTZITES (AVEC CAILLOU) QUARTZITE AVEC CAILLOU	7745, 64 8882, 70 8742, 83 8902, 37	DAANGOUKOUKA (REGION SUD) / MÈKROU GEORGES (REGION NORD)	7745, 64 8882, 70 8742, 83 8902, 37
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	ESPINHARO	1350	CHAR	CONGLOMÉRATS, QUARTZITES PUR A FELDSPATIQUE AVEC INTERCALATIONS DE META-PÉLITE	998 ± 34	ARGILITES ARGILEUX (DOLOMITE AND QTZE)	998 ± 34
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	MOBLE	1350					
PROTOMERIAR	INFÉRIEUR	EARLY	1350					

OCURRENCES

- ▲ STROMATOLITES
- PHOSPHATE
- ▲ TILLITES
- FER

ESBOÇO DA EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PARTE SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: UMA INTERPRETAÇÃO COM BASE NOS DADOS Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb E TRAÇOS DE FISSÃO

W. Teixeira (IG-USP), Ariadne do Carmo Fonseca (IG-UFRJ), G. Poupeau (CBPF/CNPq), A.V. Padilha (SEME-MG), L.H. Zaparolli (estagiário IGA/SECT/CPGeo), K. Kawashita (IG-USP) e Marília César Khoury (CNEN/SP)

ABSTRACT

The results obtained by Rb-Sr, K-Ar and Pb-Pb isotopic and fission-track dating methods in samples collected in the meridional region of the São Francisco Craton are discussed in this paper.

The Rb-Sr and Pb-Pb dates, in total rock, allowed determine the episodes of crustal accretion, with eventual remobilization of pre-existent crust, during the Later Archean (3000 - 2600 m.y.) and Early Proterozoic (2400 - 2100 m.y.).

Three principal periods of cooling time were determined by K-Ar dating in micas, amphiboles and total rocks to the cratonic margin: 2200 - 1700 m.y., 1300 - 1100 m.y. and 900 - 400 m.y. related to the superimposition of the Transamazonic, Uruaçuano and Brazilian Cycles, respectively.

The cooling below 100°C, detected by fission-track dating in apatites, dated to 850 m.y. in the internal areas and 550 m.y. in the periferic areas of the cratonic region, showing the progressive action of the brazilian marginal mobile belts.

The use of the methods allowed evaluate the cooling history of dated rocks. The cooling of these rocks was "complex" in the period from 2700 to 2200 m.y. and "slow" since 2000 m.y.

The integrated treatment of several dating methods showed the fundamental importance to the geotectonic evolution knowledge of ancient terrains.

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta os primeiros resultados de um estudo conjunto através de diferentes métodos de datação isotópica (Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb) e Traços de Fissão de amostras coletadas no Estado de Minas Gerais, com o intuito principal de contribuir na elucidação geotectônica do setor meridional do Crátom do São Francisco. Os estudos processados fazem parte da tese de doutoramento de um dos autores (Teixeira, 1985), sendo que os traços de fissão em apatitas referem-se ao trabalho de dissertação de mestrado de Ariadne do Carmo Fonseca (1985). A totalidade das determinações radiométricas Rb-Sr e K-Ar foi efetuada no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, sendo parte deste conjunto relativo ao convênio firmado com o Instituto de Geologia Aplicada - IGA/SECT de Minas Gerais. Os dados Pb-Pb, por sua vez, foram obtidos em laboratórios da Universidade de Oxford através do convênio bilateral de cooperação científica internacional (Processo CNPq/British Council nº 10.810.012/82). A metodologia dos traços de fissão foi desenvolvida no Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF/CNPq).

VALOR INTERPRETATIVO DOS MÉTODOS DE DATAÇÃO

O potencial interpretativo da geocronologia tem sido demons-

trado pelo seu emprego sistemático desde a década passada (volumes do RA DAMBRASIL e textos das cartas ao milionésimo do DNPM). O tratamento integrado dos vários métodos de datação tem importância fundamental para o conhecimento da evolução de terrenos antigos de caráter policíclico (Teixeira, op. cit.), como é o caso da parte meridional do Cráton do São Francisco. As interpretações vinculadas a cada metodologia permitem esboçar os eventos geodinâmicos maiores ocorridos durante a evolução geológica regional, além de eventuais processos tectônicos desenvolvidos. A seguir são feitas breves considerações a respeito do significado das datações nos vários métodos utilizados.

Os métodos Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total indicam, em geral, a época da diferenciação geoquímica-metamórfica dos materiais analisados, podendo caracterizar se o material é juvenil, isto é, incorporado à crosta no evento datado ou se é produto de retrabalhamento de rochas crustais anteriores. No método Rb-Sr um importante indicador sobre a origem do material analisado é a razão isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, obtida a partir do diagrama isocrônico, que pode definir se uma rocha originou-se por processos de diferenciação de material a partir do manto ou por processos de fusão do material crustal pré-existente (retrabalhamento crustal). No método Pb-Pb esta diferenciação é passível de identificação através do parâmetro μ_1 obtido na isôcrona, comparativamente ao intervalo estimado desta relação para materiais gerados em diferentes épocas.

O método K-Ar fornece uma idade de resfriamento regional relativo ao último evento térmico importante da história geológica, de acordo com o mineral datado. O significado físico de uma idade K-Ar representa o momento a partir do qual a rede cristalina se estabilizou, a uma dada temperatura ("closing temperature"), não permitindo a difusão do Ar no mineral. A temperatura de retenção total do Ar varia de acordo com o espécime mineral, sendo da ordem de 400° a 500°C para os anfibólios e 250° a 300°C para as micas (Harrison et alii, 1980).

Através do método dos traços de fissão (TF) é possível avaliar o momento a partir do qual os traços formados pela fissão espontânea do ^{238}U se tornaram estáveis num mineral, produzindo em geral uma idade de resfriamento. O mineral escolhido foi apatita, em virtude de sua ubiquidade, teor conveniente de urânio e temperatura de "retenção dos traços" relativamente baixa, da ordem de 120° ± 20°C (Wagner, 1968; Naeser and Paul, 1969). Sendo assim, a datação por traços de fissão em apatita indica a época na qual a rocha resfriou abaixo de 110°C.

A aplicação dos métodos Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar e traços de fissão, com base no exposto acima, permite propor uma evolução geocronológica desde o primeiro evento formador de rocha, determinando os períodos de acreção e retrabalhamento crustais durante os eventos geológicos posteriores, até o resfriamento regional e estabilização tectônica da área em questão.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO-GEOLÓGICO

Numa aproximação genérica o sul do Estado de Minas Gerais, geotectonicamente, compartimenta-se em três unidades: a porção sul do Cráton do São Francisco, a faixa "Araxá-Canastra" e o Cinturão Ribeira (Fig. 1).

O Cráton do São Francisco, localizado na porção centro-oriental da plataforma sul-americana, tem por limites as faixas móveis, envolvidas pelo evento Brasileiro, Riacho do Pontal e Rio Preto (noroeste), Sergipana (nordeste), Ribeira (sudeste-sul), "Araxá-Canastra" (sudoeste) e Brasília (oeste).

O embasamento da unidade cratônica, exposto preferencialmente no centro-leste do Estado da Bahia e no centro-sul do Estado de Minas Gerais, constitui-se de terrenos "granito-greenstone" arqueanos - como os de Brumado-Anajé (BA) e Grupo Nova no Quadrilátero Ferrífero (MG) -, cinturões supracrustais do Proterozóico Inferior - sequências Jacobina e Contendas-Mirante (BA) e o Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero (MG) - e fragmentos de terrenos granulíticos intensamente granitizados no Proterozóico Inferior - Complexos Jequié-Mutuipe e Santa Isabel (BA) (Cordani e Brito Neves, 1982). No Proterozóico Médio, ocorreu o desen-

volvimento do sistema intracratônico Espinhaço (Brito Neves et alii, 1979), cuja representação é dada pela sedimentação psamítica e pelítica do Supergrupo Espinhaço. Finalmente, no Proterozóico Superior desenvolveu-se ampla cobertura de plataforma representada pelos sedimentos dos Grupos Una e Bambuí.

A faixa "Araxá-Canastra" (designação informal) estende-se desde o Estado de Goiás até o Triângulo Mineiro (Fig. 1), estreitando-se para sudeste entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Guaxupé (Almeida et alii, 1976). O embasamento da faixa é constituído por rochas granito-gnáissicas alojando localmente "greenstone belts" arqueanos como os de Piunhí (Fritzens Jr. et alii, 1980) e Fortaleza de Minas (Teixeira, 1978) recoberto em sua extremidade sudeste a denominação de Complexo Campos Gerais (um conjunto litológico heterogêneo de evolução complexa e policíclica, com idades referíveis aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro - Cavalcante et alii, 1979). Sua porção metassedimentar é representada pelos Grupos Araxá e Canastra. Equivalências com as unidades da faixa Ribeira - Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia - têm sido sugeridas recentemente (Machado Fº et alii, 1984).

O Cinturão Ribeira, que ocorre com direção NE-SW ao longo da faixa costeira atlântica, é uma unidade brasileira (Proterozóico Superior) desenvolvida sobre substrato mais antigo de fácies anfibolito e granulito. O cinturão metamórfico, com polaridade voltada para o Cráton do São Francisco, registra importante tectônica de empurrão em seu limite ocidental, onde as sequências do Supergrupo Espinhaço recobrem os sedimentos do Grupo Bambuí, ao passo que em setores específicos o padrão NE-SW da faixa Ribeira superimpõe-se ao NW-SE da faixa "Araxá-Canastra". No tocante ao quadro geocronológico do Cinturão Ribeira registram-se valores uruaçuanos e brasileiros para as rochas dos Grupos Andrelândia e São João del Rei, conforme pesquisas atualmente em andamento no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

O cenário geológico regional da área investigada (Fig. 2) é representado em maior parte por litologias típicas de embasamento de áreas cratônicas antigas, destacando-se no conjunto as associações arqueanas de rochas granito-gnáissicas de médio a alto grau metamórfico e os "greenstone belts", aqui denominados respectivamente Complexo Gnáissico-Migmatítico e Supergrupo Rio das Velhas indiferenciado. Ocorrem ainda no domínio em pauta, as extremidades ocidentais das sequências relacionadas ao Supergrupo Minas, o batólito intrusivo Porto Mendes e a cobertura informal Bambuí, que recobre o embasamento cratônico ao norte e ao oeste.

O Complexo Gnáissico-Migmatítico tem como conteúdo litológico granito-gnaisses e migmatitos comumente apresentando estruturas estromáticas e "schlieren", além de ocorrerem de forma subordinada dioritos, gnaisses bandados, gnaisses facoidais, anfibolitos, charnockitos, metabasitos, meta-ultrabasitos e corpos graníticos intrusivos. Este conjunto apresenta nuances com relação à composição mineralógica, variando entre termos tonalíticos, granodioríticos e graníticos, e no tocante às fácies metamórficas predominando o metamorfismo de médio grau. Localmente variedades litológicas de fácies granulito são registradas (Cavalcante et alii, 1979; Machado Fº et alii, 1984; Teixeira, 1985).

O "greenstone" arqueano Rio das Velhas (ver, por exemplo, La deira et alii, 1983; Schorsch et alii, 1982) possui na área em pauta exposições mais importantes no norte-nordeste (região de Pitangui - Pará de Minas - Itatiaiuçu) onde constituem extensa faixa metassedimentar. Entretanto relíquias dessa supraestrutura ocorrem em grande parte da área, em especial nos setores central e sudeste (Fig. 2). Por outro lado, as litologias do Supergrupo Minas tem sido interpretadas segundo um modelo tectônico com base no desenvolvimento de uma bacia intracratônica de margem continental ativa ("rift") com posterior transporte e colocação por nappes (Schorsch, 1980). Trabalhos geocronológicos recentemente efetuados em rochas granitóides associadas à orogenia Minas tem ratificado sua idade transamazônica (Cordani et alii, 1980; Teixeira, 1985). Relativamente ao plutonismo intrusivo, merece destaque o Maciço de Porto Mendes, de natureza granítica, localizado na extremidade sudoeste da área e cuja idade é proterozóica inferior (Teixeira, op. cit.; Machado Fº et alii, 1984).

Finalmente, com relação às rochas do Grupo Bambuí, estão presentes na área investigada as extremidades das Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, aqui não individualizadas no esboço geológico da figura 2. A distribuição desses depósitos sedimentares pré-Cambrianos sob a forma de um grande arco típica uma feição de erosão regressiva da borda da bacia relativamente ao embasamento cratônico.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

De modo a ilustrar ao leitor o quadro geocronológico regional são aqui comentadas algumas das isócronas Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total obtidas em recente estudo de Teixeira (1985), bem como o quadro esquemático referente às idades aparentes K-Ar do domínio meridional do Cráton do São Francisco.

Gnaisses de composição granítica-granodiorítica, cortadas por intrusões aplíticas e veios quartzo-feldspáticos, ocorrem na região de Esmeraldas-Cachoeira dos Macacos. Em diagrama isocrônico Rb-Sr de referência, dez amostras estudadas indicaram idade de 2803 ± 70 m.a. para razão inicial (RI) $0,700 \pm 0,001$ (Fig. 3). A razão inicial obtida implica numa origem primária para o granitóide, sendo que o MSWD relativamente elevado (da ordem de 3,37) era de certa forma separado face à amostragem referir-se a afloramentos da unidade distantes entre si de vários quilômetros. Por outro lado, as análises efetuadas em amostras dos aplitos situaram-se sobre a isócrona construída indicando que a colocação desses materiais deu-se em época tardia porém integrando-se temporalmente ao evento maior de acreção crustal.

Gnaisses de composição tonalítica, exibindo grau variável de migmatização, ocorrem mais ao sul, entre Itauna e Itatiaiuçu. Tais litologias apresentam-se, por vezes, seccionadas por diques pegmatóides com direções variadas. A isócrona de referência Rb-Sr construída (Fig. 4) com onze análises registrou a idade de 2798 ± 43 m.a. interpretada novamente como a época de formação original dos materiais, fato corroborado pela baixa razão inicial ($0,70016 \pm 0,00075$).

A oeste de Itauna, região de Divinópolis, afloram migmatitos, também estudados geocronologicamente através de amostragem na pedreira Moura Coelho. Litologicamente são caracterizados por biotita-gnaisses de composição granodiorítica, cujo estudo radiométrico Rb-Sr em rocha total produziu diagrama isocrônico com idade de 2754 ± 48 m.a., para uma razão inicial $0,71050 \pm 0,00056$ (Fig. 5). O baixo MSWD (0,137) reflete a cogeneticidade da amostragem. Ressalte-se nesse afloramento a elevada razão inicial, evidenciando delongada residência crustal dos materiais datados.

No setor sudeste da área investigada (Fig. 2), região de Desterro de Entre-Rios e Oliveira, ocorrem exposições de rochas granulíticas que, no entanto, exibem retrorretromorfismo. A isócrona Rb-Sr de referência em rocha total construída produziu idade de 2506 ± 53 m.a., para razão inicial $0,70624 \pm 0,00144$ (Fig. 6). O MSWD em torno de 0,64 evidencia novamente a cogeneticidade do material analisado fornecendo, consequentemente, segurança à hipótese de que o valor radiométrico seja referente ao retrabalhamento de materiais mais antigos.

Já no setor ocidental do embasamento, a amostragem efetuada na rodovia MG-25, altura de Campo Belo, revelou a idade Rb-Sr mais antiga até o momento nesta parte sul do Cráton do São Francisco. Os materiais analisados, correspondendo a gnaisses bandados de composição granodiorítica, produziram um valor radiométrico Rb-Sr isocrônico em rocha total de 2964 ± 48 m.a. para uma razão inicial $0,7012 \pm 0,0014$ (Fig. 7), sendo a baixa razão inicial condizente com uma origem primária dos materiais a partir do manto. O elevado MSWD obtido (da ordem de 3,7) sugere a possibilidade das rochas não serem rigorosamente cogenéticas, apesar de incluírem-se numa mesma unidade estratigráfica.

Finalmente cabe mencionar que amostras de granitóides da região de Itapecerica e migmatitos de Cláudio foram adicionalmente selecionadas para estudo radiométrico Pb-Pb em rocha total, devido às dificuldades interpretativas inerentes aos resultados anteriormente encontrados pelo método Rb-Sr. Na figura 8 define-se uma isócrona com idade de 2732 ± 20 m.a. para $\mu_1 = 8,11 \pm 0,12$ (resultados obtidos nos laboratórios da U-

niversidade de Oxford, Inglaterra). A posição das amostras WT-17 à esquerda da isócrona de primeiro estágio para 2730 m.a. é uma clara demonstração de que a evolução isotópica do Pb para as três rochas não pode ser descrita por um modelo simples de dois estágios. Além disso, o μ_1 situa-se no limite superior do intervalo típico considerado para materiais arqueanos (7,5-8,0), o que sugere a existência de remobilizações importantes de Pb durante a evolução arqueana. Com base nesses resultados não é descartável a hipótese de uma origem anterior, à maneira dos gnaisses da região de Campo Belo datados em cerca de 2,9 b.a.. De qualquer forma, a idade encontrada somada aos demais resultados acima mencionados, além de outros pertencentes ao acervo radiométrico discutido em Teixeira (1985), são indicativos de episódios sucessivos de acreção crustal, com retrabalhamentos eventuais da crosta pré-existente, durante o Arqueano Tardio (3,0-2,6 b.a.).

Por outro lado, o conjunto radiométrico Rb-Sr existente para a porção sul do Cráton do São Francisco indica que o embasamento cratônico sofreu também retrabalhamento geodinâmico parcial no Proterozóico Inferior, estando associado ao período o metamorfismo do Supergrupo Minas (Cordani et alii, 1980; Teixeira, 1982). Numa ilustração geocronológica esquemática para a área investigada são apresentados dois dos resultados isocronônicos obtidos recentemente por Teixeira (1985).

O primeiro deles é referente ao setor NW da área nas proximidades de Bom Despacho (Fig. 2), onde processos de contaminação e/ou retrabalhamento crustal são sugeridos pelos estudos isotópicos efetuados em gnaisses graníticos. Com efeito, define-se uma isócrona Rb-Sr em rocha total de idade 2092 \pm 135 m.a., para razão inicial 0,70802 \pm 0,00175 (Fig. 9). O outro exemplo pertencente a um domínio expressivo de rochas de idade proterozóica inferior (Teixeira, op. cit.) é relativo ao chamado granito "Alto Jacarandá" (NW de Entre-Rios de Minas), cuja isócrona Rb-Sr em rocha total revelou idade de 1900 \pm 108 m.a., para uma razão inicial 0,70955 \pm 0,00181 (Fig. 10). Notem-se em ambos os casos as elevadas razões iniciais obtidas que podem refletir retrabalhamentos de crosta mais antiga, ou mesmo misturas com material sedimentar ocorridas durante a granitização. Esta última possibilidade é reforçada pelo elevado MSWD obtido nos dois afloramentos, sugerindo uma heterogeneidade para os respectivos materiais-fonte.

Com referência ao panorama radiométrico K-Ar, no histograma da figura 11, revelam-se três períodos de tempo principais de resfriamento para a borda sul do cráton. O mais antigo com idades concentradas entre 2,2-1,7 b.a. denota a superimposição do Ciclo Transamazônico, rejeitando micas, anfibólios e rochas totais dos terrenos metamórficos arqueanos, sobretudo nas áreas mais internas do domínio cratônico. Entre tanto, nas porções periféricas ocorreu forte influência termal nos retículos minerais de rochas cristalinas, devido à atuação progressiva das faixas móveis marginais brasileiras com idades indicando valores entre 900 e 400 m.a.. Segundo esta mesma linha de raciocínio pode ser interpretado o intervalo de idades entre 1300 e 1000 m.a., o qual deve representar os reflexos da imposição em áreas adjacentes do Ciclo Uruaçuano.

Com referência aos resultados obtidos através do método dos traços de fissão, selecionaram-se para essa etapa representantes dos terrenos arqueanos gnáissico-graníticos da parte central da figura 2. A amostragem foi efetuada nos afloramentos WT-15 e WT-19 (granitóide de Santo Antonio do Monte - Itapeperica), WT-17 (migmatitos de Cláudio) e WT-22 (gnaiesses tonalíticos a oeste de Itaúna) de forma a comparar os resultados da área geograficamente da borda cratônica com o quadro geocronológico antes caracterizado.

As apatitas, concentradas por bromofórmio na fração entre 60 e 100 mesh, foram irradiadas por neutrons térmicos no reator nuclear da CNEN/SP, e as datações realizadas no Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas. Dependendo do tipo de distribuição de urânio na apatita de cada amostra foram utilizados diferentes métodos para se obter uma idade aparente. O procedimento na determinação das densidades de traços fósseis (D_f) formados pela fissão espontânea do ^{238}U e dos traços formados pela fissão induzida (D) do ^{235}U pela irradiação de neutrons no reator nuclear, densidades essas usadas no cálculo das idades aparentes, está su-

marizado nas figuras 12 e 13. As amostras WT-17 e WT-22 apresentaram a distribuição de urânio homogênea no interior de cada cristal, mas com variações significativas de grão a grão, e sendo assim foram datadas pelo método de "subtração" (Naeser, 1979). Essas duas amostras produziram idades de 836 ± 85 m.a. e 562 ± 87 m.a., respectivamente WT-17 e WT-22. Já as amostras WT-15 e WT-19 quando examinadas para a escolha do método a ser utilizado, mostraram possuir duas suítes de apatita (grãos de alta e baixa densidades de traços fósseis), o que produziria idades variando de 940 a 400 m.a. quando calculadas suas idades aparentes. Em virtude da bimodalidade observada na densidade dos traços fósseis das amostras WT-15 e WT-19 elas serão datadas pelo método de subtração sob diferentes condições de irradiação neutrônica, a fim de avaliar o comportamento das idades assim obtidas e a influência da dose de neutrons adotada.

As idades traços de fissão das amostras WT-17 e WT-22 mostram que o resfriamento abaixo de 110°C ocorreu em diferentes épocas, isto é, nas partes internas da área cratônica a cerca de 850 m.a. e nas partes periféricas em torno de 550 m.a.. A semelhança da interpretação dos resultados K-Ar, as idades traços de fissão refletem a atuação progressiva das faixas móveis marginais brasileiras nas áreas cratônicas arqueanas. Com relação à bimodalidade da densidade de traços fósseis observada nas amostras WT-15 e WT-19, este fato vem confirmar a heterogeneidade dos materiais-fonte dessas amostras, já sugerida pela razão inicial isocrônica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e pelo parâmetro μ_1 obtidos para essas rochas.

Plotadas num gráfico as idades obtidas em cada método versus as temperaturas estimadas para "zeragem" dos respectivos geocronômetros (isto é, a temperatura a partir da qual é registrado o evento a ser datado por cada método), é possível avaliar a história de formação e resfriamento das amostras assim datadas. Na figura 14 são traçadas as curvas de resfriamento das amostras WT-15, WT-17, WT-19 e WT-22. No intervalo entre 2700 e 2200 m.a. a curva de resfriamento dessas amostras comportou-se de forma complexa, o que está de acordo com a evolução policíclica regional. Já a partir de 2000 m.a. o resfriamento ocorreu de forma lenta. A comprovação dos dois tipos de história de resfriamento propostos para os intervalos de 2700 a 2200 m.a. e 2000 a 500 m.a. poderá ser obtida através das datações K-Ar, em minerais com temperatura de retenção do Ar superior a micas e anfíbios (por exemplo plagioclásio e piroxênio), $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, nos minerais datados por K-Ar, e traços de fissão, em minerais com temperatura de retenção dos traços superior a da apatita (por exemplo zircão e titanita).

CONCLUSÕES

O conjunto de dados radiométricos Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar disponível para a área de estudo definiu as épocas principais de eventos tectono-magmáticos desenvolvidos na porção meridional do Cráton do São Francisco, ratificando a importância fundamental do Arqueano Tardio e Proterozóico Inferior no contexto da evolução tectônica.

As interpretações geocronológicas decorrentes de um tratamento em diagramas isocrônicos em combinação com um quadro esquemático de resfriamento regional vinculado às idades aparentes revelam a existência de duas províncias crustais antigas na parte sul do Cráton, com idades de 3000 a 2600 m.a. e 2400 a 2100 m.a.. Estes dois períodos foram considerados por Teixeira (1985), com base em significativo acervo de dados radiométricos, como o de crescimento continental generalizado da massa cratônica. O período mais antigo é sugestivo da principal etapa de espessamento crustal (formação e aglutinação de massa continental) e o mais jovem representa o próprio desenvolvimento do chamado "cinturão Mineiro" (designação informal), de natureza parcialmente ensialica, e cuja atividade causou o rejuvenescimento da maioria dos valores aparentes K-Ar do domínio arqueano.

Por outro lado, a distribuição geográfica preferencial das idades K-Ar entre 650 e 400 m.a. ao longo do setor leste da figura 2 (região de Moeda para norte, principalmente) vinculam-se à evolução geodinâmica brasileira desenvolvida ao longo da margem cratônica e representam,

a grosso modo, uma posição da isógrada de 300°C ao final do Proterozóico Superior.

As idades traços de fissão em apatitas em torno de 850 e 550 m.a., obtidas para as amostras WT-17 e WT-22, indicam que o resfriamento abaixo de 110°C ocorreu de forma gradativa na área cratônica, do núcleo para a borda, refletindo a atuação progressiva das faixas móveis marginais brasileiras.

O uso desses métodos, conjuntamente, permitiu avaliar a forma de resfriamento das amostras assim datadas (Tabela 2 e Fig. 14). O resfriamento dessas amostras ocorreu de forma complexa no intervalo de 2700 a 2200 m.a. e lenta a partir de 2000 m.a.. A comprovação dessas posições poderá ser obtida através das datações K-Ar, em plagioclásio e piroxênio, ³⁹Ar/⁴⁰Ar, nos minerais datados por K-Ar, e traços de fissão, em zircão e titanita.

O tratamento integrado dos vários métodos de datação mostrou ter importância fundamental para o conhecimento da evolução geotectônica de terrenos antigos de caráter policíclico.

AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências Aplicadas (IGA/BH) pela liberação de parte dos dados geocronológicos; aos Drs. S. Moorbath e P.N. Taylor pelo processamento das análises de Pb na Universidade de Oxford; aos técnicos da Universidade de São Paulo pelo apoio laboratorial; a Christa na Barreto Pinto pelo serviço de datilografia, os presentes autores agradecem o apoio recebido na elaboração deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP, 7: 45-80.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; MÜLLER, P. & PAULSEN, S. - 1977 - Radiometrische Altersbestimmung und Gestein aus Minas Gerais und Espírito Santo, Brasilien. Hannover, Geol. JB. Helf., 24: 149-179.
- BIGAZZI, G. - 1981 - The problem of decay constant λ_f to ²³⁸U. Nuclear Tracks, v. 5, nº 1/2: 35-44.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. & DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9(1): 71-85.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; DAITX, E.C.; ROSA, D.B. & RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais: relatório final de geologia. Brasília, DNPM, São Paulo, CPRM, 299 p. (Série Geologia, 4, Seção Geológica Básica, 2).
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folhas SF-23, SF-24 e SG-23, Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. MME/DNPM, Brasília, p. 175-207.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESLER, H. - 1980 - Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. An. Acad. Bras. Ciências, 52(4): 785-799.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. Rev. Bras. Geoc., 12(1/3): 78-88.
- COWAN, G.A. & ADLER, H.H. - 1976 - The variability of the natural abundance of ²³⁵U. Geoch. et Cosm. Acta, 40: 1487-1490.
- FONSECA, A.C. - 1985 - Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro. Tese de Mestrado a ser apresentada no Instituto de Geociências da UFRJ.

- FRITZSONS JR., O.; BIONDI, J.C. & CHABAN, N. - 1980 - Geologia da região de Piunhi (MG). XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, 5: 2906-2917.
- HARRISON, T.M. et alii - 1980 - Thermal models and cooling histories from Fission-Track, K-Ar, Rb-Sr and U-Pb mineral dates, Northern Coast Plutonic Complex, British Columbia. Short Papers of the Fourth Intern. Conf., Geochr., Cosm., Isot. Geol. Robert E. Zartman Editor. Geol. Surv. Open. file Report, 78-701: 167-170.
- HERZ, N. - 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 641-B: 1-58.
- HERZ, N.; HURLEY, P.M.; PINSON, W.H. and FAIRBAIRN, H.W. - 1961 - Age measurements of Brazilian Shield. Geol. Soc. Amer. Bull., 72: 1111-1120.
- JAFFEY, A.H.; KFLYNN, K.S.; GENDENIN, L.C.; BENTLEY, W.C. & ESSLIGE, A.M. - 1971 - Precision measurement of half lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . Phys. Rev., c.4: 1889-1906.
- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCHALL, H.J. - 1983 - Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, bol. nº 3: 149-165.
- MACHADO Fº, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEA, S.R.; SCHENINI, C.A.; PALMEIRA, R.C.B.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZA JR., J.J.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H.E.F. & HERTER, A.M.R. - 1984 - Geologia. In: Brasil - DNP. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Minerais, 32).
- NAESER, C.W. - 1967 - The use of apatite and sphene for fission track age determinations. Geol. Surv. Amer. Bull., 78: 1523-1526.
- NAESER, C.W. & FAUL, H. - 1969 - Fission track annealing in apatite and sphene. Journ. Geoph. Res., 74: 705-710.
- NAESER, C.W. - 1979 - Fission-track dating and geological annealing of fission tracks. Lectures in Isotope Geology: 154-169.
- PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W. & CORDANI, U.G. - 1983 - Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar de rochas básicas. II Simp. Geol. Minas Gerais, bol. nº 3: 38-49.
- PINSON, W.H.; WHITTEMORE, D.O.; FAIRBAIRN, H.W. & HURLEY, P.M. - 1967 - Rb-Sr whole rock ages on rocks near Sete Lagoas, MG, Brazil. An. Rep. MIT: 37-39.
- POUPEAU, G. - 1982 - Fission-track dating methods for metamorphic rocks and intracratonic basins. Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., v. 4: 1442-1450.
- SHORSCHER, H.D. - 1980 - Geotectonic evolution of Quadrilátero Ferrífero, Brazil. XXVI Intern. Geol. Cong., Paris, Abstracts, 2: 613.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C. & MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. Excursions Annex, ISAP, 44 p.
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Geologia, petrologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Brasília, UnB (Tese de Mestrado, inédito).
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. Rev. Bras. Geoc., 12(1/3): 268-277.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, IG-USP (inédito).
- WAGNER, G.A. - 1968 - Fission track dating in apatites. Earth and Plan. Sci. Letters, 1: 449-452.

TABELA 1 - Idades traços de fissão em apatitas.

AMOSTRA	TRAÇOS FÓSSEIS ($D_f \pm 1\sigma$)	TRAÇOS INDUZIDOS ($D_i \pm 1\sigma$)	IDADE (m.a.) ($t \pm 2\sigma$)
WT-15	48,00 \pm 2,08	13,36 \pm 1,42	938 \pm 111
	14,25 \pm 0,89	6,78 \pm 0,43	566 \pm 49
WT-17	8,88 \pm 0,50	2,79 \pm 0,22	836 \pm 85
WT-19	4,61 \pm 0,27	3,31 \pm 0,32	401 \pm 48
WT-22	2,96 \pm 0,24	1,41 \pm 0,18	562 \pm 87

onde D_f e D_i são as densidades de traços fósseis e induzidos.

σ = desvio padrão.

Constantes usadas: $\lambda_d = 1,55125 \times 10^{-10}$ anos $^{-1}$; $I = 7,253 \times 10^{-3}$;
 $\delta = 580 \times 10^{-24}$ cm $^{-2}$

Dose de neutrons: $\phi = (6,90 \pm 0,13) \times 10^{15}$ n. cm $^{-2}$

Parâmetro operacional: $\lambda_f = 10,32 \times 10^{-17}$ anos $^{-1}$

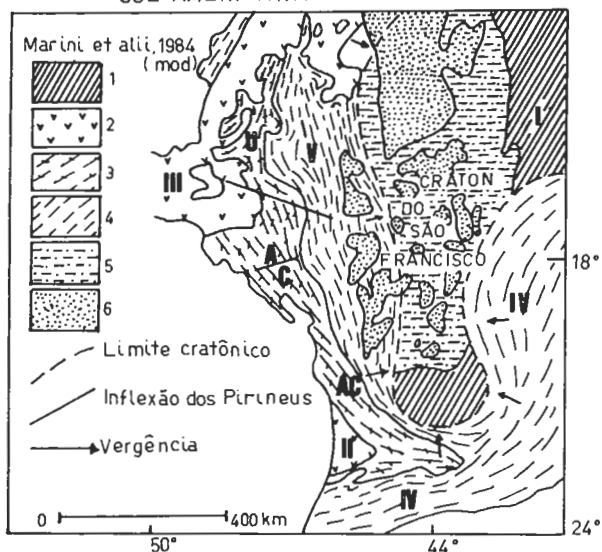
Cálculo de uma idade aparente:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{D_f}{D_i} \cdot \delta I \phi \frac{\lambda_d}{\lambda_f} \right)$$

TABELA 2 - Comparação dos métodos Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar e Traços de Fissão nas amostras datadas.

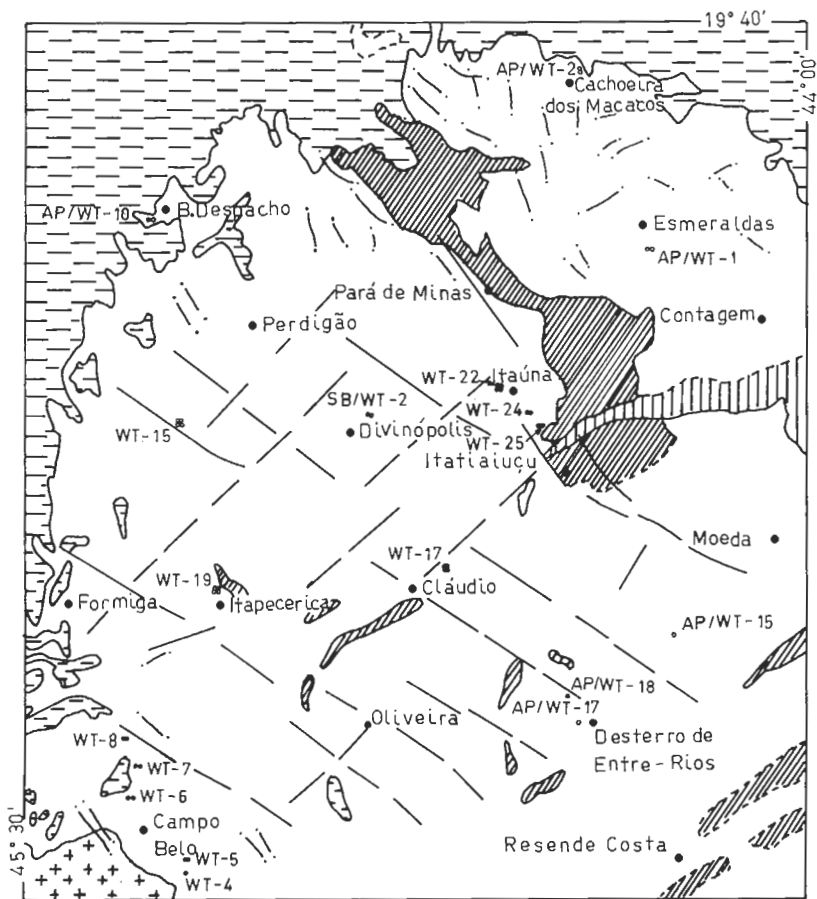
AMOSTRA	Pb-Pb (m.a.)	Rb-Sr (m.a.)	K-Ar (m.a.)	TF (m.a.)
WT-15			1896 \pm 60	938 \pm 111 566 \pm 49
WT-17	2732 \pm 20 ou - 21		1996 \pm 60 1926 \pm 58	836 \pm 85
WT-19	2732 \pm 20 ou - 21		1789 \pm 54	401 \pm 48
WT-22		2798 \pm 73		562 \pm 87

FIGURA 1 - ESBOÇO TECTÔNICO DE PARTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA



1- Embasamento cratônico (I); 2-Maçiços Guaxupé (II) e Goiás (III); 3- Faixa de Dobramentos Uruaçu (U); 4- Cinturões Araxá-Canastra (AC), Ribeira (IV) e Brasília (V); 5- Cobertura plataformal; 6- Coberturas fanerozóicas.

FIGURA 2 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA INVESTIGADA



Compilado de: Projeto RADAM BRASIL ; DNPM / carta ao milionésimo

LEGENDA

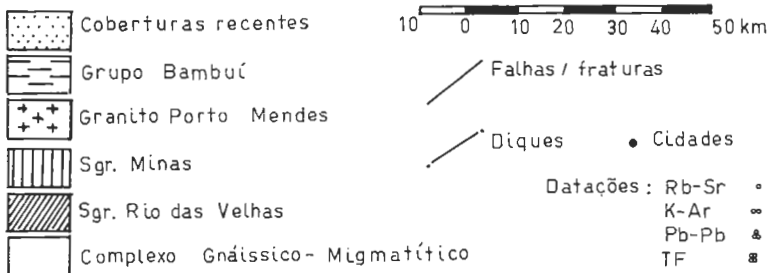


FIGURA 3- ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb-Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO ESMERALDAS - CACHOEIRA DOS MACACOS.

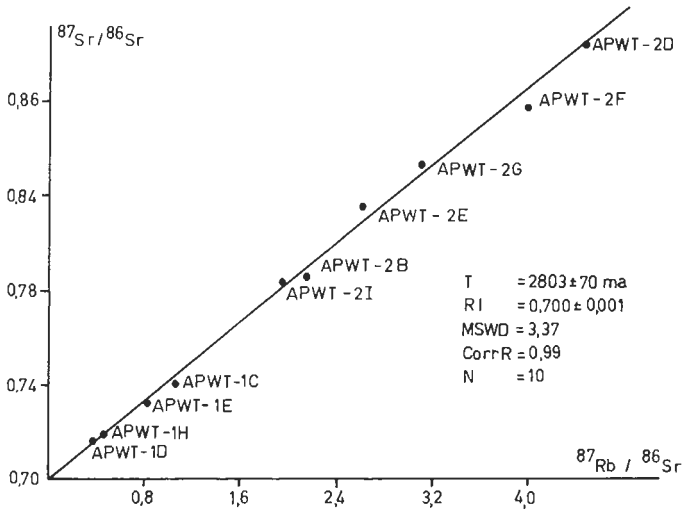


FIGURA 4- ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO ITAÚNA-ITATIAIUÇU

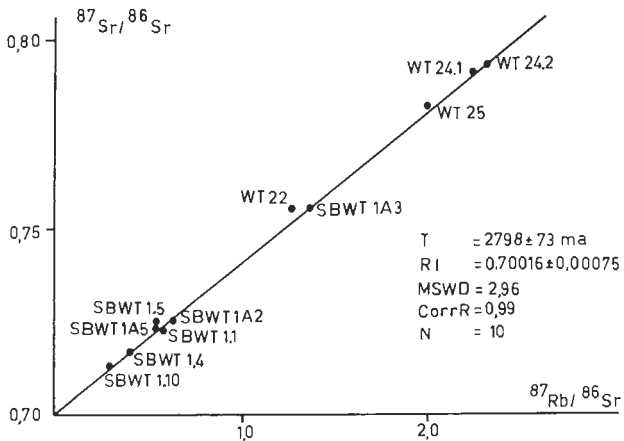


FIGURA 5 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA
ROCHAS NAS IMEDIAÇÕES DE DIVINÓPOLIS

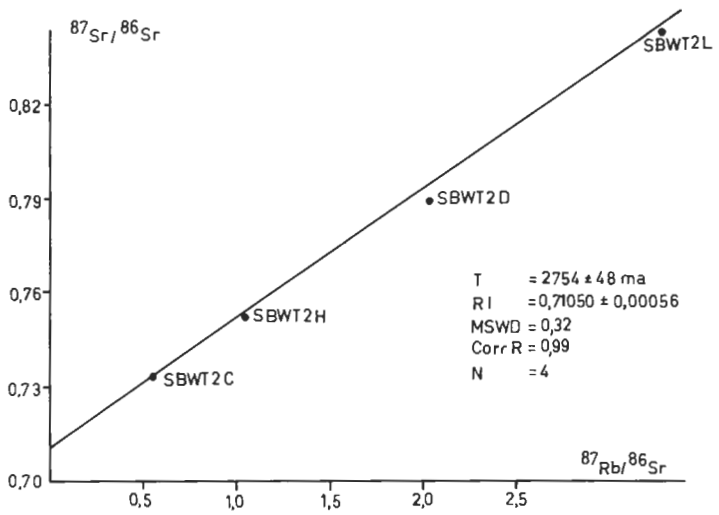


FIGURA 6 - ISÓCRONA Rb-Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO
DESTERRO DE ENTRE RIOS - OLIVEIRA

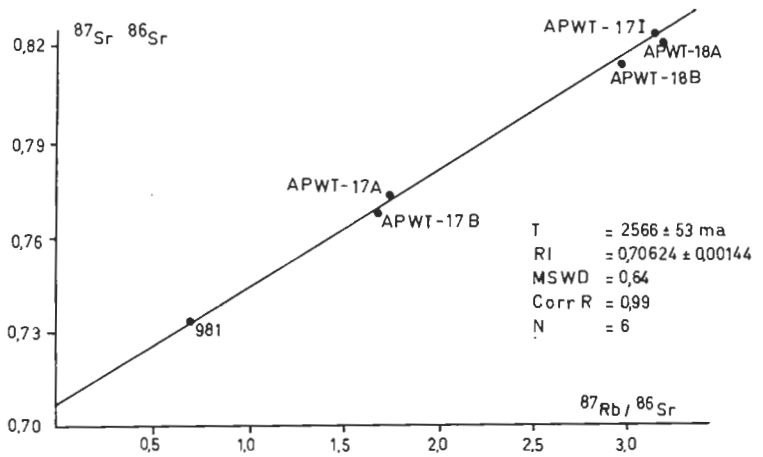


FIGURA 7 - ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb-Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO DE CAMPO BELO - FORMIGA

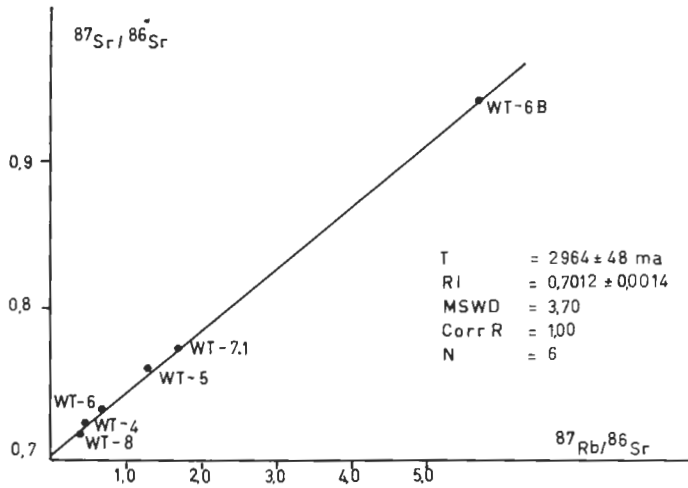


FIGURA 8 - ISÓCRONA Pb-Pb EM ROCHAS DA REGIÃO ITAPECERICA - CLÁUDIO

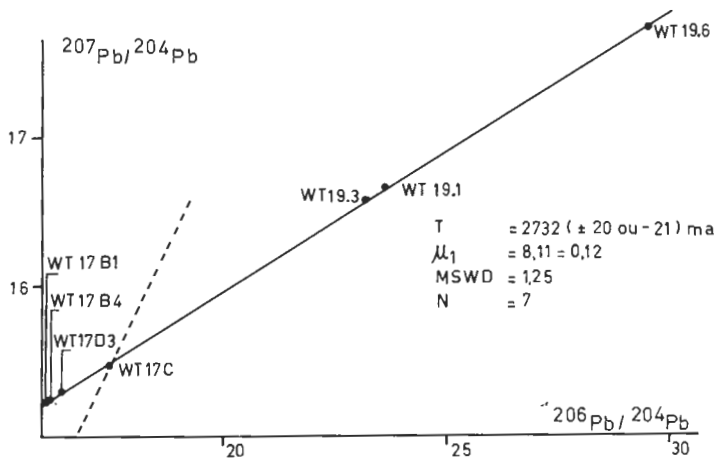


FIGURA 9 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA ROCHAS
DAS IMEDIAÇÕES DE BOM DESPACHO

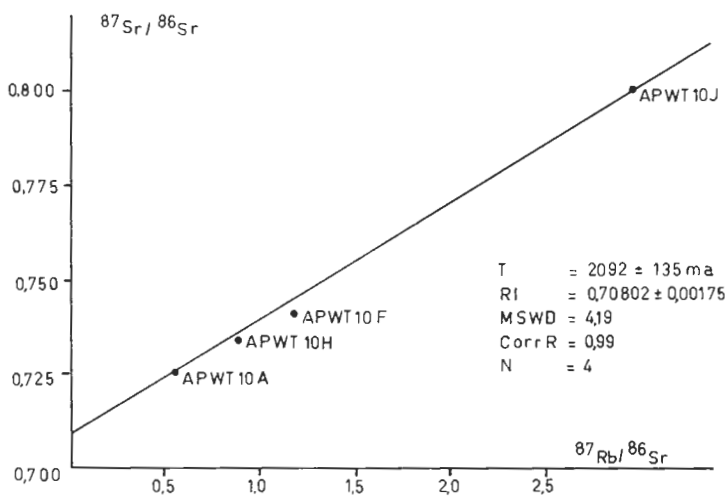


FIGURA 10 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr PARA O
GRANITO "ALTO JACARANDÁ"

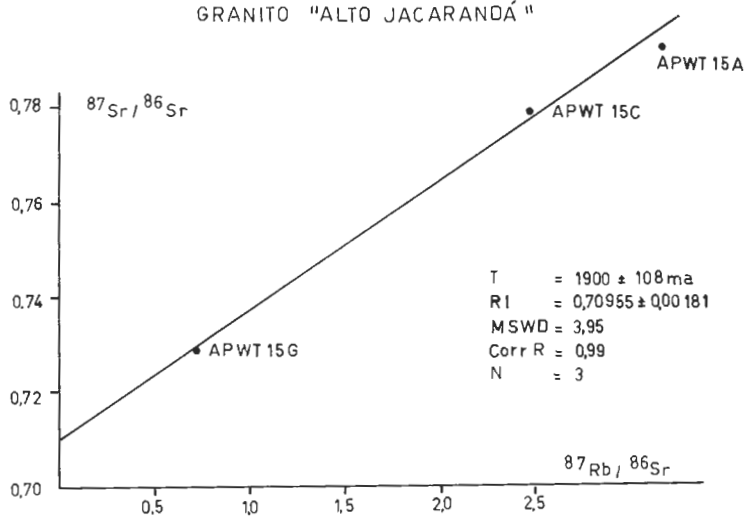


FIGURA 11 - HISTOGRAMA GEOCRONOLÓGICO K-Ar PARA AS ROCHAS METAMÓRFICAS DO EMBASAMENTO.

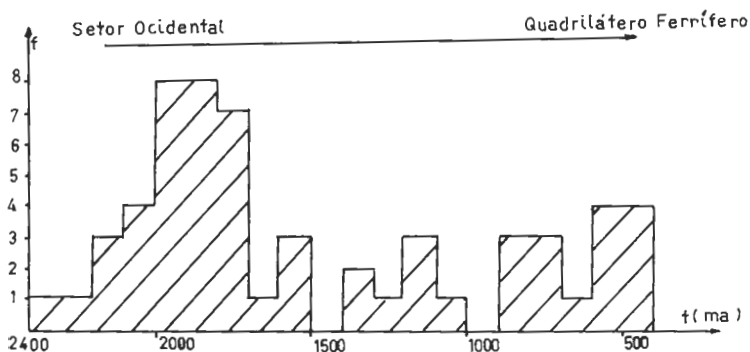


FIGURA 12 - PROCEDIMENTO NA DETERMINAÇÃO DAS DENSIDADES DE TRAÇOS FÓSSEIS E INDUZIDOS PELO MÉTODO DE SUBTRAÇÃO.

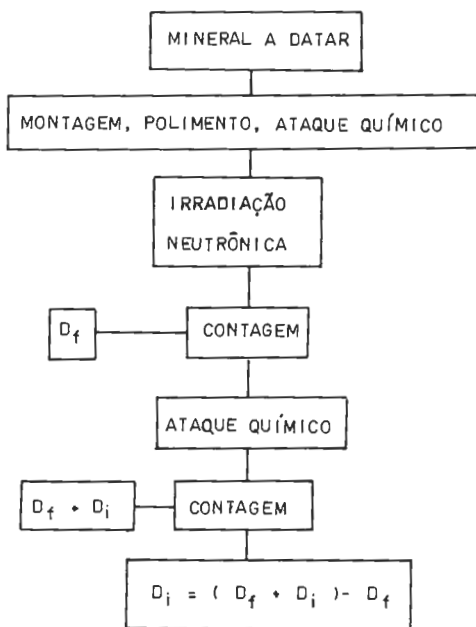


FIGURA 13 - PROCEDIMENTO NA DETERMINAÇÃO DAS DENSIDADES DE TRAÇOS FÓSSEIS E INDUZIDOS.

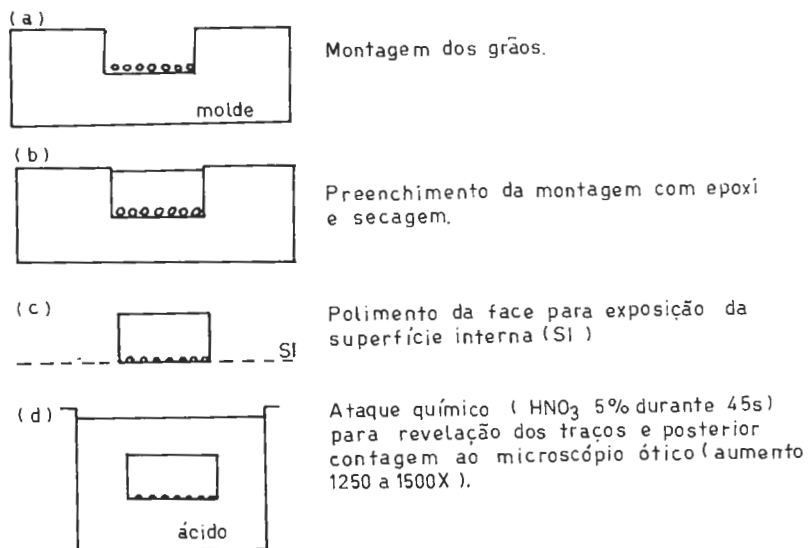
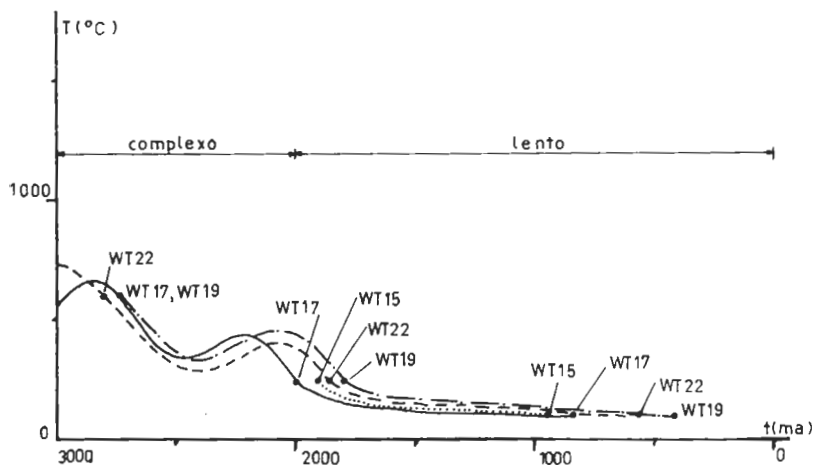


FIGURA 14 - CURVAS DE RESFRIAMENTO PROPOSTAS PARA AS AMOSTRAS DATADAS PELOS MÉTODOS Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb E TRAÇOS DE FISSÃO.



O GRUPO MACAÚBAS EM MINAS GERAIS, REVISÃO DOS CONHECIMENTOS

J. Karfunkel (IGC-UFMG), A.C. Pedrosa Soares (IGC-UFMG) e I.A. Dossin (Centro de Geologia Eschwege -UFMG)

Auxílios financeiros CNPq e CPq-UFMG

ABSTRACT

A review of the Macaúbas Group (Upper Proterozoic) and Salinas Unit (undifferentiated Proterozoic age) in the central-northern Minas Gerais State provides the following informations:

-Macaúbas Group has a typical key horizon which can be followed regionally (the Macaúbas tillite) and allows to subdivide this group into three units (Lower Unit-quartzites and pebble-quartzites; Middle Unit-tillites and associated sediments; Upper Unit-quartzites, metasilites, phyllites and greenschist). Locally, carbonate rocks occur in the lower and upper units.

-Four glacial depositional sub-environments are recognized in the Middle Unit (terrestrial, lacustrine, fluvial and marine glacial).

-A faciological model may explain the relations between Macaúbas and Bambuí groups, considering their different sedimentary and geotectonic environments.

The paraconglomeratic glaciogenic key horizon, as described by many authors, has not been found in the Salinas Unit.

INTRODUÇÃO

Considerando a área de ocorrência atribuída por MORAES (1932,1937) e COSTA & ROMANO (1976) ao Grupo Macaúbas, os autores deste trabalho têm realizado, há vários anos, estudos em regiões distintas onde se encontram litologias que, ou são designadas como Macaúbas ou já foram assim referidas.

Desta forma, julga-se oportuno tentar-se esta síntese, em termos de revisão de conhecimentos, tomando como referência cartográfica o Mapa Geológico do Brasil (SCHOBENHAUS et al., 1981), para se apresentar a distribuição do que, aqui, se considera como Grupo Macaúbas (s.s.) em Minas Gerais. A respeito desta unidade serão discutidos os ambientes deposicionais e sua relação com o Grupo Bambuí.

Breve abordagem será dada à Unidade Salinas (COBRA, 1970; PEDROSA SOARES, 1984) cujas litologias foram, em muitos trabalhos anteriores, enclavadas no Grupo Macaúbas.

ASPECTOS HISTÓRICOS

O primeiro esboço geológico-estratigráfico no centro-leste do Brasil foi elaborado por von ESCHWEGE (1822,1832,1833) que incluía parte das rochas, posteriormente designadas de Supergrupo São Francisco (RENGER, 1970), em sua "formação de transição" ("Uebergangsgebirge").

HELMREICHEN (1846) refere na região de Grão Mogol rochas que, provavelmente, pertencem ao Macaúbas.

DERBY (1880) descreve litologias pefíticas da borda norte e leste da Serra do Cabral, separando-as como unidade independente, que denomina Conglomerado Jequitaiá, considerado por BRANNER (1919) como sendo

de origem glacial.

Ao término da década de 1920 foram feitas novas tentativas para esclarecer a geologia da Serra do Espinhaço. As maiores contribuições foram dadas por MORAES (1929, 1932, 1937), MORAES & GUIMARÃES (1930, 1931) e por GUIMARÃES (1931).

MORAES (1929) descreve uma sequência de filitos conglomeráticos, filitos, quartzitos, micaxistos e raras camadas de calcário, aflorantes na bacia do Rio Macaúbas, afluente do Jequitinhonha ao sul de Terra Branca, e na Serra do Catuni. MORAES & GUIMARÃES (1930) interpretam as rochas paraconglomeráticas como sendo de origem glacial e denominam a sequência de Formação Macaúbas.

MORAES & GUIMARÃES (1930, 1931) correlacionam a Formação Macaúbas com as rochas conglomeráticas diamantíferas da região de Diamantina (Formação Sopa) que interpretam como sedimentos flúvio-glaciais. Os dois autores tentam ainda correlacionar estas formações (Macaúbas, glacial e Sopa, "flúvio-glacial") com os conglomerados diamantíferos da Bahia, pertencentes à Série Lavras de DERBY (1906) e considerados de origem glacial por MORAES RÊGO (1930).

Em 1932, MORAES amplia a área de ocorrência da Formação Macaúbas para o norte de Minas Gerais, descrevendo-a como "...filonitos conglomeráticos, com algumas camadas associadas de quartzitos e raras intercalações de calcário... altamente metamorfosados (que) ocupam os vales dos rios Setúbal, Gravatá, Fanado, Sucuriú, Capivari, Itamarandiba, a maior parte do Araquai, Vacaria e Alto Rio Pardo". Considerou, também o Conglomerado Jequitai de DERBY (1880) como parte de sua Formação Macaúbas.

Em von FREYBERG (1932) encontram-se as mais completas citações bibliográficas de obras até então publicadas.

MORAES (1937) sintetiza muitas informações sobre a geologia e os recursos minerais do norte de Minas Gerais.

PFLUG (1965) e RINGER (1970) conseguiram demonstrar que o conglomerado Sopa é intraformacional, pertencendo à "Série Minas" (hoje Supergrupo Espinhaço). Pela ocorrência lenticular desse conglomerado eles o incluem na Formação Sopa-Brumadinho, não mostrando nenhuma evidência de origem glacial e sendo bem mais antigo que a "Formação Macaúbas".

A partir do final da década de 1960 iniciaram-se mapeamentos sistêmicos na Serra do Espinhaço enfatizando, também, o esclarecimento da sequência estratigráfica, da gênese e dos ambientes deposicionais da Formação Macaúbas".

A designação Grupo Macaúbas parece ter aparecido, mais concretamente, na literatura a partir de SCHÖLL (1972), que assim passa a denominar a "Fácies Macaúbas" do Supergrupo São Francisco (PFLUG, 1967; PFLUG & RINGER, 1973).

ESTRATIGRAFIA

A distribuição geral das áreas de ocorrência do Grupo Macaúbas e de unidades lito-estratigráficas correlacionáveis no centro-leste do Brasil (formações Jequitai, Ibiã, Bebedouro e Grupo São João del Rei) encontra-se na fig. 1. Nesta figura, a Unidade Salinas, que representa uma sequência litológica que muitos autores consideraram como integrante do Grupo Macaúbas, é destacada com simbologia diferente e, em capítulo a parte, será discutida adiante.

A grande diversificação das opiniões sobre a definição do termo "Macaúbas" e seus correlatos, bem como sobre sua gênese, se mostra claramente nos trabalhos da década de 1970.

Já em 1969, ISOTTA et al. descrevem superfícies polidas e estrias das, além de outras feições associadas, em quartzitos da Serra da Água Fria, na base do "Conglomerado Jequitai" a 10 km a SW da cidade homônima e deduzem sobre uma extensa glaciação pré-cambriana.

RENGER (1970) reuniu a "Formação Macaúbas" e a "Série Bambuí" (esta segundo RIMANN, 1917) na Série São Francisco, posteriormente Supergrupo São Francisco (PFLUG & RINGER, 1973).

Na Serra Mineira, SCHMIDT (1972) descreve "diamictitos" comparáveis ao "Conglomerado Jequitai" e lhes atribui uma deposição por corren

tes de lama, ao passo que os pavimentos estriados são por ele considerados como de origem tectônica.

HETTICH (1975) divide o Grupo Macaúbas, na região de Carbonita, em seis unidades litoestratigráficas (vide Quadro 1) e discute, em detalhe, o problema "glaciação ou escorregamento subaquático", concluindo que a "metagrauvaca com seixos" é de origem glacial e sugerindo um modelo de glaciação.

KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976, 1977) mapearam a região de Terra Branca a Grão Mogol, que engloba a área de definição do termo "Macaúbas", "locus typicus" (MORAES, 1929; MORAES & GUIMARÃES, 1930). Baseando-se na litologia paraconglomerática típica, que chamam de mistito, KARFUNKEL & KARFUNKEL (op.cit.) subdividem o Grupo Macaúbas em três unidades litoestratigráficas (Quadro 1). Estes autores concordam com a denominação de tilito para o mistito e, através de critérios de campo e análises petrográficas, distinguem três fácies glaciogênicas: fácies Jequitai (glaciô terrestre), fácies Caçaratiba (transicional) e fácies Turmalina (glaciô marinha).

VIVEIROS & WALDE (1976) e WALDE (1976) notaram a falta das unidades superiores (HETTICH, 1975) do Grupo Macaúbas nas bordas da Serra do Cabral, onde aflora apenas a "grauvaca conglomerática" ("Conglomerado Jequitai" de DERBY, 1880) com espessura entre 2 e 80m. Concordando com a interpretação genética de trabalhos anteriores, VIVEIROS & WALDE (1976) e WALDE (1976) designam a litologia conglomerática de tilito.

SCHÖLL (1976) encontrou, a 20km a NE de Diamantina, estromatólitos numa intercalação dolomítica da Unidade Inferior (pré-tilito) do Grupo Macaúbas. Foram descritos restos de Conophyton Metula, cuja época de disseminação está determinada entre 950 e 1350 m.a. (CLOUD & DARDENNE, 1973).

Na rodovia Jequitai-Montes Claros e próximo a Joaquim Felício, HETTICH & KARFUNKEL (1978) descrevem seixos estriados, esker e varvito, que constituem critérios adicionais para a interpretação genética da unidade paraconglomerática do Grupo Macaúbas.

FONTES et al. (1978), em projeto de grande amplitude regional, subdividem a "Formação Macaúbas" em quatro domínios, com base em homogeneidade litológica e tectônica, sem, contudo, hierarquizá-los litoestratigraficamente. Esta subdivisão em domínios foi, praticamente sem alterações, mantida por ARAÚJO et al. (1980).

BRAUN & BAPTISTA (1979) discutem a validade e os critérios para a designação da "Formação Macaúbas", considerando "mais prudente" restringir-se sua utilização para a sequência de rochas "psefito-filoníticas ou diamictitoides" e camadas quartzíticas, quartzo-calcárias e filíticas associadas, que afloram no vale do Rio Macaúbas e Serra do Catunã. Estes autores frisam, ainda, que "os conglomerados da Serra do Cabral quase certamente pertencem ao Grupo Bambuí" e que "a Formação Macaúbas é muito mais velha que o Grupo Bambuí e está intimamente relacionada às sequências do Espinhaço".

VIVEIROS et al. (1979) mapeando a região dos vales dos rios Peixe Bravo e alto Vacaria distinguem duas unidades no Grupo Macaúbas, embora não as correlacionem com outras colunas litoestratigráficas deste grupo (Quadro 1). Favorecem, também, a origem glacial dos "diamictitos" e deixam em aberto a questão da gênese da hematita.

DARDENNE & WALDE (1979) apresentam uma síntese dos conhecimentos sobre a estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas e discutem suas relações estratigráficas.

DRUMOND et al. (1980) subdividem o Grupo Macaúbas, na região de Porteirinha-Monte Azul, em várias unidades litoestratigráficas, dentre as quais uma de paraconglomerados que parecem corresponder aos "diamictitos" de VIVEIROS et al., 1979.

KARFUNKEL et al. (1981) explicitam o tilito como camada-chave do Grupo Macaúbas, que dividem em Formação Inferior (pré-tilito), Formação Média (tilito) e Formação Superior (pós-tilito).

ROCHA CAMPOS & HASUI (1981) sintetizam os dados sobre as ocorrências de tilito em Minas Gerais e sul da Bahia e referem-se a dois horizontes tilíticos, separados por uma estreita camada de conglomerado, na

área de Jequitaiá.

PARENTI COUTO & BEZ (1981) consideram a "Glaciação Jequitaiá" como um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil e propõem que o Grupo Macaúbas tenha se depositado no intervalo entre a sedimentação do Supergrupo Espinhaço (1350-950 m.a.) e a do Grupo Bambuí (640 ± 15 a 590 ± 40 m.a.). Entretanto, referem-se apenas à camada-guia (o tilito) e não à sequência estratigráfica completa do Grupo Macaúbas.

GRAVENOR & MONTEIRO discordam da interpretação do esker de HETTICH & KARFUNKEL (1978) e escrevem: "The bodies of quartzite are interpreted as rafts of bedrock which were sheared up into the glacier".

Na região da Serra do Cipó, DOSSIN (1983) reconhece o Grupo Macaúbas representado por três unidades (Quadro 1). Sobre os metapelitos da unidade superior, processos recentes de enriquecimento supergênico geram concentrações econômicas de manganês. A associação litológica aliada a má seleção do paraconglomerado e à presença de seixos estriados e, caracteristicamente, facetados, levaram DOSSIN (1983) a sugerir um ambiente glacio-marinho com fácies fluviais e lacustres para a deposição das litologias do Grupo Macaúbas na região considerada.

KARFUNKEL et al. (1984a) mapearam a área da Barragem do Paraúna e, novamente, foram identificadas três unidades para o Grupo Macaúbas (Quadro 1). Encontraram, também, outros corpos quartzíticos que interpretaram como eskers, reexaminaram o esker questionado por GRAVENOR & MONTEIRO (1983) e considerando a forma ovalada de todos estes corpos e as ligações entre alguns deles, reafirmaram a caracterização desta importante feição glaciogênica.

ALMEIDA & LITWINSKI (1984) reúnem muitos dados acerca da distribuição, caracterização, estratigrafia, magmatismo, metamorfismo, tectônica e idade das rochas denominadas de "Macaúbas".

KARFUNKEL et al. (1984b) sintetizam os conhecimentos, até então disponíveis, sobre a glaciação proterozóica no centro-leste do Brasil e tentam aperfeiçoar o modelo sugerido por HETTICH (1975) e KARFUNKEL & KARFUNKEL (1977).

O Grupo Macaúbas, no domínio da Faixa Araçuai, apresenta pelo menos duas fases deformativas e de recristalização metamórfica. A fase de formativa mais evidente é dada por uma marcante xistosidade de plano axial (Sn), de direção a NNE e NE, associada ao padrão regional de dobramentos apertados a isoclinais, cuja vergência geral é oeste. Outra fase deformativa evidenciada-se pelo microdobramento assimétrico da xistosidade principal, com eixos a N80W na região de Grão Mogol, ao qual associa-se uma incipiente clivagem de crenulação (Sn+1) (PEDROSA SOARES, 1984).

As paragêneses metamórficas relacionadas à xistosidade principal (Sn) das litologias pelíticas e paraconglomeráticas do Grupo Macaúbas, que ocorrem na Faixa Araçuai desde a norte de Diamantina até Rio Pardo de Minas, as situam nas zonas da clorita e da biotita do metamorfismo regional de tipo barrowiano (PEDROSA SOARES et al., 1984). Na borda ocidental do Espinhaço ao sul de Diamantina, as litologias do Grupo Macaúbas atingem, no máximo, a zona da clorita (DOSSIN, 1983).

AMBIENTE DEPOSICIONAL DO GRUPO MACAÚBAS

O estrato típico do Grupo Macaúbas é o mistito que apresenta, em diversas localidades, as seguintes características: baixa seleção dos componentes, graus de arredondamento e esfericidade variáveis, relação seixos/matriz bastante baixa, ampla gama de composição dos seixos, forma dos seixos frequentemente bem definida (ferro de engomar), seixos esmerilhados, estriados e polidos, pavimentos estriados e polidos (sobre diferentes níveis estratigráficos), discordância erosiva na base do mistito, as vezes em forma escalonar (interpretada como resultante do processo de "quarrying"), "crescentic cracks and gouges", vestígios de estratificação perturbada ("slumping"), sedimentos laminados contendo seixos pingados (sedimentos glacio-marinhos) que afloram em grande extensão e mostram transição faciológica para o mistito de aspecto "caótico", carbonato e feldspato detríticos, intercalações quartzíticas lenticulares

("outwash sediments"), corpos quartzíticos sinuosos e de corte elipsoidal (eskers), ritmitos de extensão reduzida e forma lenticular intercalados no mistito e contendo, esporadicamente, seixos pingados (varvitos).

Todas estas evidências não deixam dúvidas de que o mistito pode, realmente, ser classificado como tilito.

Este tilito representa uma camada-chave do Proterozóico Superior, não apenas no centro-norte de Minas Gerais (Formação Jequitaiá e Formação Média do Grupo Macaúbas) mas, também, na Faixa de Dobramentos São João del Rei (Formação Carandaí), na Bahia (Formação Bebedouro) e na Faixa Brasília (Formação Ibiá) (vide: DARDENNE & WALDE, 1979; PARENTI COUTO & BEZ, 1981; SCHOBENHAUS et al., 1981; KARFUNKEL et al., 1984 a e b).

A camada-chave, glaciogênica, permite dividir a sedimentação Macaúbas em três fases de deposição (vide KARFUNKEL et al., 1984 a):

-Pré-glacial - quartzitos e quartzitos conglomeráticos (0-200m);

-Glacial - tilitos e sedimentos associados (0-350m);

-Pós-glacial - psamo-pelitos com intercalações de xistos verdes (maior que 1000m).

A sequência pré-glacial (unidade "A" de HETTICH, 1975; Formação Califorme de KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1977) foi depositada numa bacia marginal, em águas rasas, com direções de transporte variadas (KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1977). Nesta fase deposicional predomina o acúmulo de psamitos que, localmente, contêm conglomerados intercalados e, de ocorrência ainda mais restrita, dolomitos com estromatólitos (SCHÖLL, 1976). A espessura muito variável desta sequência pode ser atribuída a própria erosão glacial, que a sucedeu, chegando a atingir, nas zonas mais ocidentais, os quartzitos do Supergrupo Espinhaço.

Na sequência glacial distinguem-se quatro ambientes deposicionais, que KARFUNKEL et al. (1984b) apresentam do seguinte modo:

-Fácies glacio-terrestre - representada pelo tilito de aspecto "caótico", sem estratificação e com má seleção dos componentes, ao qual associam-se superfícies estriadas e polidas e feições erosivas escalonares na base, "crescentic cracks and gouges", etc.

-Fácies glacio-lacustrina - representada pelos varvitos, com seixos pingados esporádicos, que constituem intercalações restritas em meio ao tilito.

-Fácies glacio-fluvial - representada principalmente por quartzitos e, subordinadamente, metassiltitos, que se associam ao tilito. Os sedimentos desta fácies já foram, entretanto, interpretados como depósitos interglaciais (ROCHA CAMPOS & HASUI, 1981) numa perspectiva de se tentar identificar mais de uma glaciação. Contudo, os agentes água e vento são, em geral, subestimados na interpretação do ambiente glacial. Considerando que a capa de gelo durante uma glaciação continental tem espessura de centenas a milhares de metros, torna-se evidente o fato de que nas épocas de degelo parcial formam-se verdadeiros rios. No caso aqui considerado, a forma lenticular e espessura reduzida dos sedimentos que KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976) designaram como "outwash", além da existência dos eskers, evidenciam sedimentação glacio-fluvial.

-Fácies glacio-marinha - representada pelos metassedimentos laminados, paraconglomeráticos, com seixos e matações de várias litologias dispersos em meio à matriz filítica ("dropstones") e que afloram em grande extensão no centro-norte de Minas Gerais, nos domínios da Faixa de Dobramentos Arauaí. KARFUNKEL & KARFUNKEL (1977) distinguem ainda duas subfácies, uma intermediária e outra, laminada.

A sequência pós-glacial, bastante heterogênea, representa uma sedimentação, predominantemente, psamo-pelítica. Nela intercalam-se xistos verdes provavelmente de origem vulcânica (GORLT, 1970; SCHRANK et al., 1978). As quatro unidades pós-glaciais descritas por HETTICH (1975) têm caráter local e podem representar interdigitações faciológicas laterais. KARFUNKEL et al. (1984) apontam rochas carbonáticas, de ocorrência muito restrita, no topo da sequência pós-glacial. Esta sequência é considerada por ALMEIDA & LITWINSKI (1984) como retomada da sedimentação geossinclinal na Faixa Arauaí. Entretanto, estes últimos

autores, nela incluem as rochas que, no presente trabalho, são situadas na Unidade Salinas.

MODELO PALEOGEOGRÁFICO E A RELAÇÃO MACAÚBAS/BAMBUÍ

Muitos dos autores anteriormente citados buscaram correlacionar as sequências Macaúbas e Bambuí e para elas propuseram designações litoestratigráficas como grupo, formação ou fácies.

Entretanto, é consenso que a sequência Bambuí (s.s.) depositou-se em um mar epicontinental. Por outro lado, a sequência Macaúbas é objeto de interpretações diversas que vão desde considerá-la como "molassa da orogênese Minas" (PFLUG & RENGGER, 1973) até a ampla variação de ambientes deposicionais exposta por KARFUNKEL et al. (1984b) e expressa no capítulo anterior.

Em termos das relações espaço-temporais entre as duas sequências, as opiniões polarizam-se quer no modelo cronoestratigráfico (Macaúbas mais velho que Bambuí) quer no modelo faciológico (Macaúbas e Bambuí representando variações laterais e verticais de fácies).

O fato de que muitos autores consideram como "Macaúbas" somente os "diamictitos" de aspecto "caótico" (que, na realidade, são apenas uma porção da sequência Macaúbas) parece ser, em grande parte, causa da maior das divergências.

Se considerarmos que a área glaciada coincidia em grande parte com a área do Craton do São Francisco, é evidente que rochas comprovadamente glaciogênicas não poderiam ter sido depositadas ao mesmo tempo que sedimentos carbonáticos, de larga ocorrência, acumulados em mar epicontinental.

Os autores do presente trabalho pretendem discutir o problema Macaúbas/Bambuí à luz de alguns dados e critérios fundamentais, alguns deles, frutos de pesquisas recentes.

O ponto de partida deve ser a camada-chave típica, o tilito do Grupo Macaúbas (KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1977; DARDENNE & WALDE, 1979; PARENTI COUTO & BEZ, 1981; KARFUNKEL et al., 1984 a e b).

O modelo de uma glaciação no Craton do São Francisco, durante certa época do Proterozóico Superior, com depósitos de tilitos verdadeiros que passam, nas bacias marginais, a uma sedimentação glacio-marinha, foi sugerido por HETTICH (1975) e KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976), que comparam as evidências encontradas com exemplos de geleiras recentes. KARFUNKEL et al. (1984a) e KARFUNKEL et al. (em preparação), de posse de novos dados, aperfeiçoam o modelo de glaciação que se ilustra, em comparação com exemplos de geleiras modernas, nas figs. 2, 3 e 4. A passagem gradativa da "terrestrial zone" para a "iceberg zone" aflora apenas de modo reliquiar em poucas áreas a leste do craton, destacando-se a região do Espinhaço Central em Minas Gerais. Esta gradação é representada pela fácies transicional (Fácies Caçaratiba) de KARFUNKEL & KARFUNKEL (1976).

As unidades Média e Superior do Grupo Macaúbas (Quadro 1) e as sequências carbonatadas e argilo-carbonatadas do Grupo Bambuí, indicam que o Craton do São Francisco sofreu movimentos diastróficos positivos e negativos.

Sobre os depósitos pré-glaciais do Grupo Macaúbas na região cratônica não existem dados. Como enfatizam ALMEIDA & LITWINSKI (1984): "O equivalente cratônico desse ambiente (Formação Califorme) é por ora desconhecido".

KARFUNKEL et al. (1984a) propõem que, através da análise de perfis verticais do tilito, pode-se deduzir a natureza da área-fonte, ou seja, a sequência composicional do tilito é inversamente proporcional àquela da área fonte. E sugerem, com base nos dados obtidos, a existência de bacias isoladas por altos do embasamento, na área cratônica, durante o estágio pré-glacial.

Estes mesmos autores, considerando também dados apresentados em outros trabalhos, propõem uma sequência deposicional para o Supergrupo São Francisco, conforme se vê no Quadro 2.

A correlação entre a Formação Jequitaiá (DERBY, 1880) e a Unidade Média do Grupo Macaúbas (Quadro 1), bem como a equivalência entre a se-

quência pós-glacial (Unidade Superior) do Grupo Macaúbas e a sequência carbonatada e argilo-carbonatada do Grupo Bambuí foram admitidas por diversos autores (vide p.ex.: HETTICH, 1977; KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1977; DARDENNE & WALDE, 1979; KARFUNKEL et al., 1984a; ALMEIDA & LITWINSKI, 1984; MASCARENHAS et al., 1984). Deve-se, entretanto, lembrar que os falhamentos de empurrão que, comumente, limitam o Craton do São Francisco de suas faixas marginais (ALMEIDA, 1977) mascaram as transições entre aquelas sequências.

O grande problema, a nosso ver, é a definição dos termos Macaúbas e Bambuí. Entretanto, o modelo de glaciação proposto e sintetizado nas figs. 2, 3 e 4 (HETTICH, 1975 e 1977; KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1976 e 1977; KARFUNKEL et al., 1984a) pode auxiliar bastante na compreensão deste problema.

Neste sentido, KARFUNKEL et al. (1984a) propõem denominar as sequências depositadas na região epicontinental de Bambuí e aquelas depositadas no mar marginal de Macaúbas (Quadro 2).

Desta forma, o tilito de aspecto "caótico", típico, como o que ocorre na Serra do Cabral, depositado na "terrestrial zone", faria parte da sequência Bambuí (conforme admitido por DARDENNE, 1978 e DARDENNE & WALDE, 1979), ao passo que, as litologias depositadas na "floating ice-zone" e na "iceberg-zone" pertenceriam ao Macaúbas.

Fatos como a gradação entre ambientes epicontinentais e de mar marginal, a exemplo da transição entre a "terrestrial zone" e a "floating ice-zone" cujas feições são dificilmente distinguíveis no campo, demonstram que os limites entre as sequências Bambuí e Macaúbas não podem, em termos paleogeográficos, ser traçados como contatos bruscos. E, por isto, es tão sujeitos as mais diversas interpretações.

A UNIDADE SALINAS

As litologias reunidas sob a designação Macaúbas por MORAES (op.cit.) são cortadas por um extenso falhamento de empurrão ou inverso, que ARAÚJO et al. (1980) designaram Falha de Taiobeiras (fig. 1) e que limita, a leste, as ocorrências das litologias glaciogênicas que caracterizam parte do Grupo Macaúbas no centro-norte de Minas Gerais.

COBRA (1970) designou os xistos a leste da Falha de Taiobeiras como Grupo Salinas e PADILHA (1976) sugeriu ser o Grupo Salinas um nível estrutural mais profundo e mais metamórfico do Grupo Macaúbas.

FONTEES et al. (1978) e SCHOBENHAUS et al. (1978) delineam os limites orientais de ocorrência das litologias paraconglomeráticas do Grupo Macaúbas.

SCHOBENHAUS et al. (1981) criam a "Unidade Proterozóica Gerada ou Retrabalhada no Ciclo Brasileiro", diminuindo consideravelmente a expressão cartográfica do Grupo Macaúbas.

Entretanto, na região desde Senador Mourão a Grão Mogol, entre as falhas de Grão Mogol e de Taiobeiras, ocorrem filitos e xistos conglomeráticos que HETTICH (1975), PFLUG & SCHÖLL (1975) e KARFUNKEL & KARFUNKEL (1977) demonstraram ser de origem glacial, correspondentes de sedimentos glacio-marinhos. E que SCHOBENHAUS et al. (1981) retiraram do Grupo Macaúbas e incorporaram em sua "Unidade Proterozóica Gerada ou Retrabalhada no Ciclo Brasileiro" da Faixa Araçuai.

Com base naqueles autores e em perfis geológicos regionais, PEDROSA SOARES (1984) defende a origem glacial para os filitos e xistos conglomeráticos de Senador Mourão-Grão Mogol e propõe que o Grupo Macaúbas estenda-se até a Falha de Taiobeiras e que o Grupo Salinas represente apenas a sequência xistosa, sem termos paraconglomeráticos, que ocorre, predominantemente, a oriente daquele falhamento (fig. 1).

Em termos de nomenclatura litoestratigráfica, entretanto, a categoria de grupo para a Unidade Salinas é, ainda, imprópria.

Esta sequência é constituída por quartzo-micaxistos feldspáticos e/ou carbonáticos, e micaxistos, eventualmente com granada, estauroilita, cianita, sillimanita, andaluzita, cordierita e hornblenda; com intercalações de espessuras diversas de quartzitos puros, micáceos, arcósianos, carbonáticos ou hematíticos, de xistos grafitosos, de meta-ortoconglomerados, de rochas calcissilicáticas e de mármore (MORAES, 1932 e 1937; SÁ, 1977; FONTEES et al., 1978; CORREIA NEVES et al., 1978 e 1982; ARAÚJO et

al., 1980; PEDROSA SOARES, 1981 e 1984; MONTEIRO, 1981; PEDROSA SOARES et al. 1983 e 1984; COSTA et al., 1984).

Três fases deformativas verificam-se na Unidade Salinas (PEDROSA SOARES, 1984; COSTA et al., 1984). Duas representadas por dobras apertadas a isoclinais, com eixos a NE e NNE e uma terceira associada a dobramento assimétrico aberto com eixos, provavelmente, a NW.

As litologias da Unidade Salinas distribuem-se pelas zonas da cianita e da sillimanita, do metamorfismo de tipo barrowiano que caracteriza a principal fase metamórfica regional, com vetor a NE, apontando para as intrusões granitóides do Médio Jequitinhonha (PEDROSA SOARES et al., 1984).

As intrusões granitóides do Médio Jequitinhonha, além de causar deformações locais na estrutura da Unidade Salinas, imprimiram efeitos de metamorfismo térmico. Na região de Itinga-Araçuaí, as paragéneses com andaluzita, cordierita e parte da sillimanita (que ainda não foram encontradas em nenhuma outra área de ocorrência da Unidade Salinas em Minas Gerais) formaram-se por metamorfismo térmico a cerca de 2kb (COSTA et al., 1984). Metamorfismo térmico ocasionado por granitóides intrusivos pré ou sintectônicos, que parecem existir na região (VIEIRA et al., 1983; LITWINSKI, 1984) pode explicar algumas feições pré ou sincinemáticas, descritas por COSTA et al. (1984) para cristais de cordierita e andaluzita da área de Itinga.

Na região de Coronel Murta-Virgem da Lapa, o metamorfismo térmico não gerou nem andaluzita nem cordierita (que também não se formaram nas paragéneses metamórficas regionais) e as reações mineralógicas de desidratação e descarbonatação que o indicam apontam para pressões listostáticas acima de 4kb, com temperaturas máximas de contato entre 600 e 700°C (PEDROSA SOARES, 1984 e PEDROSA SOARES et al., 1984).

Metassomatismo (turmalinização, epidotização e feldspatização) na área de influência dos granitóides intrusivos e retrometamorfismo, são comumente observados.

O clímax metamórfico regional registrado na Unidade Salinas deu-se em torno de 650 m.a. (Rb/Sr, RT), ao passo que, intrusões graníticas alcalinas pós-tectônicas consolidaram-se a cerca de 520 m.a. (Rb/Sr, RT) (SÁ, 1977; LITWINSKI, 1984).

O tratamento dos dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos dos xistos e rochas calcissilicáticas, da região de Virgem da Lapa-Coronel Murta, indicam uma derivação a partir de sedimentos psamo-pelíticos quartzosos a margas ricas em carbonato (calcita). Aliados às demais informações geológicas, estes dados sobre a sequência dominante de xistos com intercalações de rochas calcissilicáticas e xistos grafitosos, sugerem sedimentação em margem continental, relativamente, estável, movimentada por reativações episódicas indicadas pelas lentes de meta-ortoconglomerados e de quartzitos arcosianos (PEDROSA SOARES, 1984).

Rochas calcissilicáticas da Unidade Salinas contêm mineralização de scheelita, ao passo que, veios de quartzo que cortam seus xistos apresentam-se mineralizados em wolframita e scheelita, como descritos por PEDROSA SOARES et al. (1983) e PEDROSA SOARES (1984).

CONCLUSÕES

Os capítulos anteriores mostraram divergências fundamentais na definição do termo "Formação Macaúbas", sua sequência estratigráfica e interpretação genética. Após mais de uma década de discussões em congressos e simpósios, grande parte dos pesquisadores chegaram a conclusões semelhantes acerca da definição da sequência litoestratigráfica, gênese, idade e ambiente deposicional da unidade que passaram a designar como Grupo Macaúbas.

Na Faixa de Dobramentos Araçuaí, o Grupo Macaúbas representa uma sedimentação geossinclinal ensialica, que pode ser dividida, com base na camada-chave (o tilito), em três fases deposicionais (pré-glacial, glacial e pós-glacial).

O tilito mostra características genéticas que podem ser consideradas das mais completas, se comparadas com outras ocorrências glaciais

pré-cambrianas do mundo.

O tilito Macaúbas representa o vestígio de uma glaciação de extensão continental.

A idade precisa do Grupo Macaúbas é ainda questionável. Neste sentido, ALMEIDA & LITWINSKI (1984) resumem os dados: "... (as datações) apoiam a atribuição da sedimentação do Grupo Macaúbas ao Proterozóico Superior, provavelmente dentro do intervalo entre 950 e 660 m.a. passados".

O modelo faciológico interpreta da maneira mais razoável a relação entre os grupos Macaúbas e Bambuí. O Grupo Bambuí (incluindo sua unidade basal, a Formação Jequitai; DARDENNE, 1978; DARDENNE & WALDE, 1979; INDA et al., 1984) representa o equivalente cratônico da deposição geossinclinal do Grupo Macaúbas.

A idade da sedimentação Salinas permanece em aberto, embora SCHOBENHAUS et al. (1981) e INDA et al. (1984), dentre outros autores, a considerem proterozóica. No sul e sudeste da Bahia, entretanto, INDA & BARBOSA (1978) situam pacotes litológicos correlacionáveis à Unidade Salinas ("Espinhaço Meridional", segundo aqueles autores) no Proterozóico Médio. Em Minas Gerais, a ausência, até o momento, de critérios litológicos ou cronoestratigráficos objetivos impede que se estabeleçam correlações, seja com o Grupo Macaúbas, seja com unidades mais antigas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de & LITWINSKI, N. - 1984 - Província Mantiqueira (Setor Setentrional). "In": O Pré-Cambriano do Brasil (F.F.M. de ALMEIDA & Y. HASUI, coord.) pp. 282-307, Ed. Edgar Blücher Ltda, São Paulo.
- ARAÚJO, A.G. et alii - 1980 - Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha - Estudos Geológicos e Recursos Minerais. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC; relat. final, (inéd.).
- BRANNER, J.C. - 1919 - Outlines of the geology of Brazil to accompany the Geological Map of Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 30: 189-338.
- BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.P. - 1979 - Alguns comentários sobre a Formação Macaúbas e a evolução tectônica do Espinhaço. "In": Simp. Geol. de Minas Gerais - Geologia do Espinhaço, 19, 1979, Diamantina, SBG-Núcleo MG, Bol. 1: 31-42.
- CAREY, S.W. & AHMAD, N. - 1960 - Glacial marine sedimentation. "In": G.O. RAASCH (ed.), *Geology of the Arctic*, 2: 865-894; Toronto.
- CLOUD, P.E. & DARDENNE, M.A. - 1973 - Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84 (5): 1673-1676.
- COBRA, R.Q. - 1970 - Geologia da área da SUDENE ao sul do paralelo 16, Minas Gerais - SUDENE, Div. Geol., Recife, (inéd.).
- CORREIA NEVES, J.M. et alii - 1978 - Geologia da região pegmatítica entre Coronel Murta e Salinas, Minas Gerais. "In": Congr. Bras. Geol., 309, 1978, Recife, SBG, Resumos: 17.
- CORREIA NEVES, J.M. et alii - 1982 - Avaliação das Províncias Pegmatíticas de Minas Gerais. I - Enquadramento Geológico. FINEP/UFMG/IGC/Centro de Pesq. Prof. Manoel Teixeira da Costa, relat. final (inéd.).
- COSTA, A.G.; CORREIA NEVES, J.M. & MULLER, G. - 1984 - Feições polimetamórficas dos metapelitos da região de Itinga, Minas Gerais. "In": Congr. Bras. Geol., 339, 1984, Rio de Janeiro, SBG, Anais, VII: 3166-3180.
- COSTA, M.T. da & ROMANO, A.W. - 1976 - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (e nota explicativa). Instituto de Geociências Aplicadas de Minas Gerais (IGA), Belo Horizonte.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. "In": Congr. Bras. Geol., 309, 1978, Recife, SBG, Anais, 2: 597-610.
- DARDENNE, M.A. & WALDE, D.H.G. - 1979 - A estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. "In": Simp. Geol. de Minas Gerais - Geologia do Espinhaço, 19, 1979, Diamantina, SBG - Núcleo MG, Bol. 1: 43-54.
- DERBY, O.A. - 1880 - Contribuição para o estudo da geologia do Vale São Francisco. *Arq. Mus. Nac.*, 4: 89-119, Rio de Janeiro.
- DERBY, O.A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brazil. *J. Geol.*, 14 (5): 314-401.
- DOSSIN, I.A. - 1983 - Geologia, gênese e controle dos depósitos de manganês associados ao Grupo Macaúbas na borda ocidental da Serra do Cipó, MG (Área do Inhamê). Tese de Mestrado, Univ. de Brasília, DEGEO, 127 p., Brasília.

- DRUMOND, J.B.V. et alii - 1980 - Projeto Porteirinha - Monte Azul (1:50.000). DNPm, CPRM, relat.final(inéd.).
- ESCHWEGE, W.L.von - 1822 - Geognostisches Gemälde von Brasilien und Wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Weimar.
- ESCHWEGE, W.L.von - 1832 - Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens. 488 S., Berlin.
- ESCHWEGE, W.L.von - 1833 - Pluto Brasiliensis. 622 S., Berlin.
- FONTES, C.Q. et alii - 1978 - Projeto Jequitinhonha (1:250.000). DNPm, CPRM, relat.final(inéd.).
- FREYBERG, B. von - 1932 - Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. N.Jb. Mineral. Geol. Paläont., Sbd.II: 403 S.; Stuttgart.
- GORLT, G. - 1970 - Fazieswechsel und Metamorphose in der Westlichen Serra Negra (Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol.Rdsch, 61: 166-201.
- GRAVENOR, C.P. & MONTEIRO, R.L.B.P. - 1983 - Ice-Thrust Features and a Possible Inter-tillite Pavement in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitai Area, Minas Gerais, Brazil. J. Geol., 91: 113-116.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. Bol.Serv.Geol. Min. Bras., 55, 36 p., Rio de Janeiro.
- HEITICH, M. - 1975 - Zur Stratigraphie und Genese des Macaúbas nordlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Jahrb. Beih, Hannover, 14: 47-85.
- HEITICH, M. - 1977 - A Glaciação Proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc., 7 (2): 87-101.
- HEITICH, M. & KARFUNKEL, J. - 1978 - Um esker, um varvite e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. Rev. Esc. de Minas de Ouro Preto, 34(2): 5-8.
- HELMREICHEN, V.von - 1846 - Über das geognostische Vorkommen der Diamanten und ihre Gewinnungs Methoden auf der Serra do Grão Mogol. 74S., Wien.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. - 1978 - Mapa Geológico do Estado da Bahia (esc.: 1:1.000.000) e Texto Explicativo. SME-CPM, Salvador.
- INDA, H.A.V. et alii - 1984 - O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. "In": SCHOBENHAUS, C. et alii, 1984, Geologia do Brasil, p.: 193-248, M.M.E., DNPm, Brasília.
- ISOTTA, C.A.L.; ROCHA-CAMPOS, A.C. & YOSHIDA, R. - 1969 - Striated Pavement of the Upper Precambrian Glaciation in Brazil. Nature, 222 (5192): 466-468.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1976 - Estudos Petro-Faciológicos do Grupo Macaúbas na Porção Mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. "In": Congr.Bras.Geol., 299, 1976, Ouro Preto, SBG, Anais, 2: 179-188.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. - 1977 - Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit - Problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jb., B24: 3-91. Hannover.
- KARFUNKEL, J.; SCHMIDT, J.C. & KARFUNKEL, B. - 1981 - Contribuição à Estratigrafia e Tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. "In": Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1981, Salvador, SBG - Núcleo Bahia, Anais:158-163.
- KARFUNKEL, J. et alii - 1984a - Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da Barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. "In": Congr. Bras. Geol., 339, 1984, Rio de Janeiro, SBG, Anais, VII: 3091-3103.
- KARFUNKEL, J.; HOPPE, A. & KARFUNKEL, B. - 1984b - Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil - a synthesis. "In": XXVII Int. Geol. Congress, Moscow.
- LITWINSKI, N. - 1984 - Geocronologia da Região dos Municípios de Itinga, Itaobim, Jequitinhonha, Almenara e Joazeira, Minas Gerais. Univ. de São Paulo, IG, Seminário de Tese, tema 2, (inéd.).
- MASCARENHAS, J. de F. et alii - 1984 - Província São Francisco. "In": ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y., 1984. O Pré-Cambriano do Brasil, p.:46-122, Ed. Edgar Blücher, São Paulo.
- MONTEIRO, R.L.B.P. - 1981 - Geologia da Folha de Coronel Murta, Minas Gerais. UFMG, CNPq, relat.final de Bolsa de Aperfeiçoamento, (inéd.).
- MORAES, L.J. de - 1929 - Geologia da Região Diamantina de Minas Gerais. Serv. Geol. e Min., Relat. Anual do Diretor (1928): 29-34.
- MORAES, L.J. de - 1932 - Área ocupada pela Formação Macaúbas no Norte de Minas Gerais. An. Acad. Bras. Ciênc., IV (3): 111-114.
- MORAES, L.J. de (e outros) - 1937 - Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. SFFPM, DNPm, Bol. 19, 192 p.
- MORAES, L.J. de & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. An.Acad. Bras. Ciênc., II(3): 153-186.

- MORAES, L.J. de & GUIMARÃES, G. - 1931 - The diamond-bearing region of Northern Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.*, 26: 502-530.
- MORAES RÊGO, L.F. - 1930 - Glaciação eopaleozóica no centro do Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 2(3): 109-112.
- PADILHA, A.V. - 1976 - Geologia. "In": Araçuaí, Vale do Jequitinhonha. *Prog. Desen - volvimento Rural Integrado. SEPLAN/FJP/CODEVALE, Belo Horizonte*, p.63-68.
- PARENTI COUTO, J.B. & BEZ, L. - 1981 - A Glaciação Jequitai: um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1): 17-21.
- PEDROSA SOARES, A.C. - 1981 - A Geologia da Folha de Virgem da Lapa, Minas Gerais . UFMG, CNPq, relat. final de Bolsa de Aperfeiçoamento, 69 p. (inéd.).
- PEDROSA SOARES, A.C. - 1984- Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais, Brasil. *Univ. de Brasília, DEGEO*, Tese de Mestrado, 171 p., Brasília.
- PEDROSA SOARES, A.C.; COSTA, A.G. & CORREIA NEVES, J.M. - 1983 - A mineralização de scheelita nas rochas calcossilicáticas do Médio Jequitinhonha, MG. "In": *Simp. Geol. de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano*, 2ª, 1983, Belo Horizonte, SBG- Núcleo MG., Bol. 3: 297-305.
- PEDROSA SOARES, A.C.; LEONARDOS, O.H. & CORREIA NEVES, J.M. - 1984 - Aspectos Metamórficos de Sequências Supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. "In": *Congr. Bras. Geol.*, 33ª, 1984, Rio de Janeiro, SBG, Anais, IV: 3056-3065.
- PFLUG, R. - 1965 - Zur Geologie der südlichen Espinhaço-Zone und ihrer präkambrischen Diamantvorkommen, Minas Gerais, Brasilien. *Z. dt. geol. Ges.*, 115:177-215, Hannover.
- PFLUG, R. - 1967 - Die praekambrische Mioegeosynklinale der Espinhaço - Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch*, 56:825-844, Stuttgart.
- PFLUG, R. & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Craton Sanfranciscano. "In": *Congr. Bras. Geol.*, 27ª, Aracaju, SBG, Anais, 2: 5-19.
- PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. - 1975 - Proterozoic Glaciation in Eastern Brazil: a review. *Geol. Rdsch*, 64 (1): 287-299, Stuttgart.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1980 - Depositional Sedimentary Environments. 2ª ed. rev., Springer - Verlag, Berlin, 549p.
- RENGER, F. - 1970 - Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch*, 59: 1253-1292, Stuttgart.
- RIMANN, E. - 1917 - A Kimberlita no Brasil. *An. Esc. Min. Ouro Preto*, 15: 27-32.
- ROCHA -CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. - 1981 - Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. "In": HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*; Cambridge Univer. Press, p: 933-939.
- SÁ, J.H. da S. - 1977 - Pegmatitos Litíferos da Região de Itinga - Araçuaí, Minas Gerais. *Univ. de São Paulo, IG, Tese de Doutorado*, 104 p., São Paulo.
- SCHMIDT, H. L. - 1972 - Fazieswechsel in der São Francisco - Serie (Bambuá) bei Bocaúva, Espinhaço - Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Beih. Geol. Jb.*, 121:59-94, Hannover.
- SCHOBENHAUS et alii - 1978 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Belo Horizonte. DGM-DNPM.
- SCHOBENHAUS et alii - 1981 - Mapa Geológico do Brasil (e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais), esc.: 1: 2.500.000. DGM-DNPM.
- SCHÖLL, W.U. - 1972 - Der südwestliche Randbereich der Espinhaço - Zone, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rdsch*, 61 (1): 201-216.
- SCHÖLL, W. U. - 1976 - Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas . "In": *Congr. Bras. Geol.*, 29ª, 1976, Ouro Preto, SBG, Anais, 2: 67-73.
- SCHIRANK, A.; DOURADO, B.C.V. & BIONDI, J.C. - 1978 - Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha, MG. "In": *Congr. Bras. Geol.*, 30ª, 1978, Recife, SBG, Anais, 3: 1323-1335.
- VIEIRA, F.W.R.; PEREIRA, L.M.M. & CARDOSO, M.V. - 1983 - Geologia da região NW de Itinga, MG. UFMG, IGC, Depto. Geologia, trab. graduação, (inéd.).
- VIVEIROS, J.F.M. & WALDE, D.H.G. - 1976 - Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais , Brasilien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 38/39: 15-27.
- VIVEIROS, J.F.M. et alii - 1979 - Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vaca-riá, Norte de Minas Gerais. "In": *Simp. Geol. de Minas Gerais - Geologia do Espinhaço*, 1ª, 1979, Diamantina, SBG - Núcleo MG, Bol. 1: 55-63.
- WALDE, D.H.G. - 1976 - Fazielle Entwicklung des Präkambrium zwischen Serra Mineira und Serra do Cabral (südwestliche Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien). *Disser-tation, Freiburg*.
- KARFUNKEL, J. et alii - (em preparação) - The Upper Proterozoic Glaciation in Central - Eastern Brazil: synthesis and a tentative model.

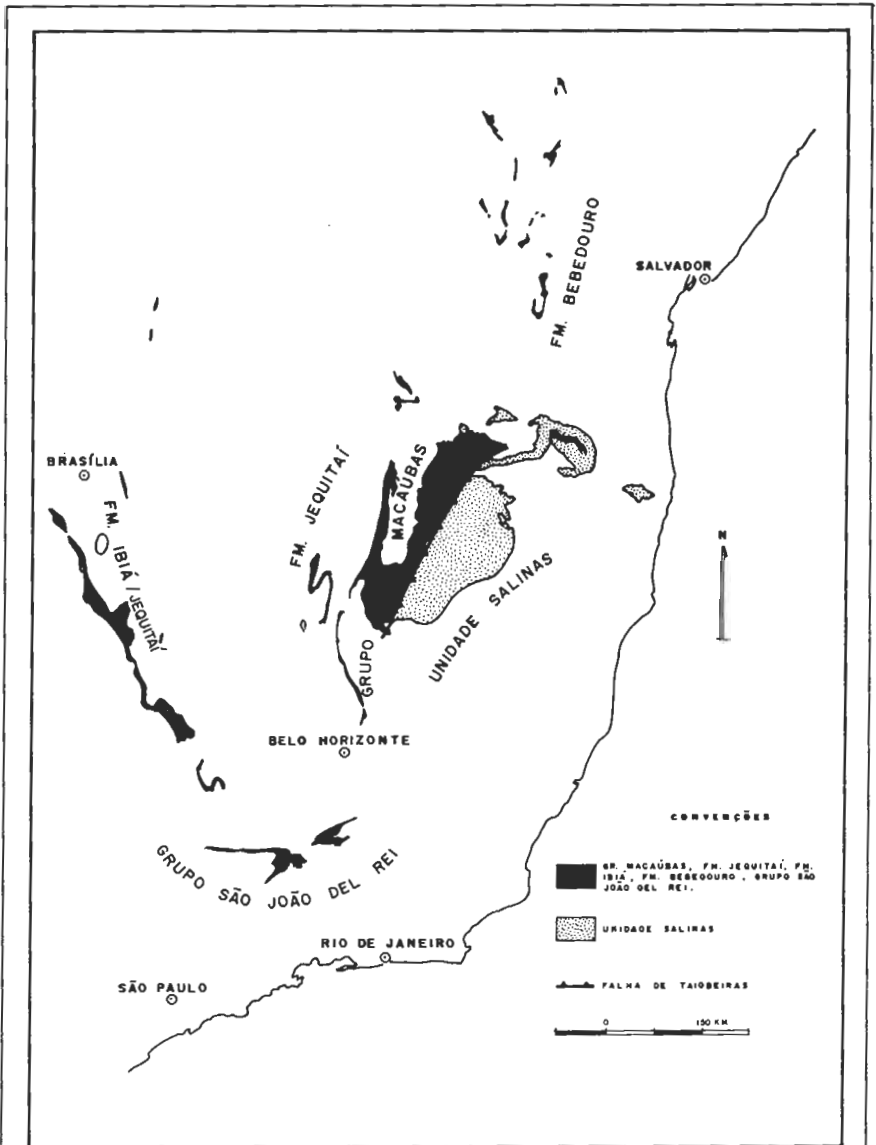


FIGURA 1 : DISTRIBUIÇÃO REGIONAL DO PROTEROZÓICO - SUPERIOR COM EVIDÊNCIAS GLACIOGÊNICAS E UNIDADES ANTERIORMENTE CORRELACIONADAS NO CENTRO LESTE DO BRASIL .

(MODIFICADO DE KARFUNKEL ET ALII , 1984B)

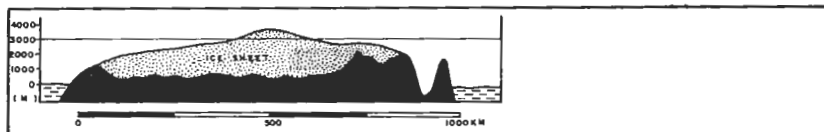


FIGURA 2* : AMBIENTE MODERNO (GROENLÂNDIA, SEGUNDO REINECK & SINGH, 1980)

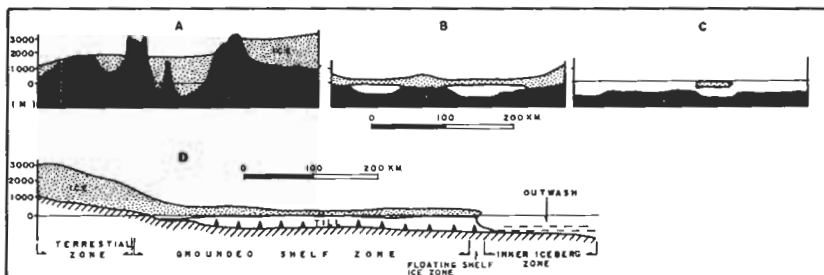


FIGURA 3* : AMBIENTE MODERNO
('A', 'B' E 'C' - GELEIRA DE PENCKSOKKA / 'D' - ROSS BARRIER)
(SEGUNDO CAREY & AHMAD, 1961)

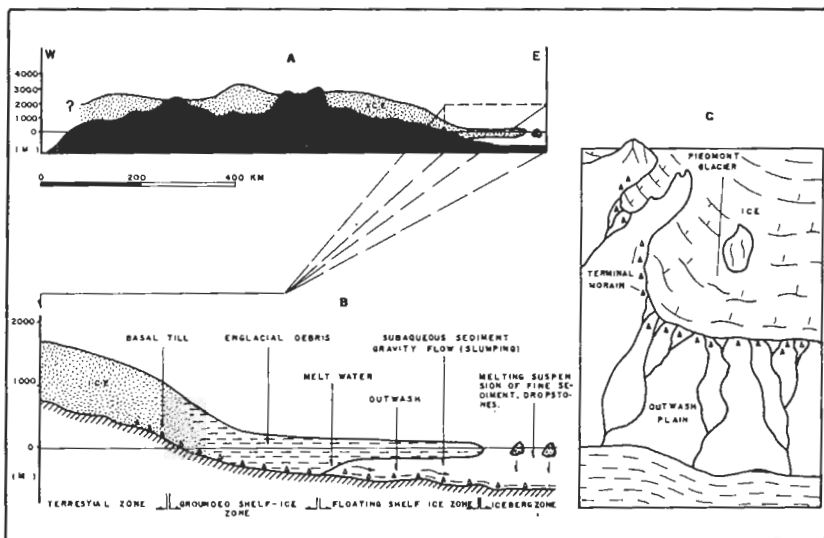


FIGURA 4* : REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA GLACIAÇÃO SÃO FRANCISCO.
A - PERFIL CORTANDO A PARTE CENTRAL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO,
MOSTRANDO A CAPA DE GELO.
B - DETALHE DE 'A': MODELO DEPOSICIONAL PARA UM ESTÁGIO REGRESSIVO.
C - ESTÁGIO AVANÇADO DURANTE UMA REGRESSÃO

* APRESENTADO EM KARFUNKEL ET ALII, (EM PREPARAÇÃO).

DES. V. COUJO J&B

QUADRO 2 - SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL DO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO (KARFUNKEL et al., 1984a)				
FASE	SEQUÊNCIA	REGIÃO EPICONTINENTAL (GRUPO BAMBUÍ)	MAR MARGINAL (GRUPO MACAÓBAS)	
Pós-Glacial	"C"	Rochas carbonáticas, argilo-carbonáticas, metassiltitos, ardósias, etc. Depositadas em mar epicontinental. (± 1300 m)	Quartzitos, metassiltitos, fillitos e xistos verdes intercalados. (espessura maior que 1000 m)	
Glacial	"B"	Erosão (hiato). Localmente, na região oriental, deposição de tillitos, sedimentos glacio-lacustres e glacio-fluviais.	Tillitos e sedimentos glacio-marinhos (30 - 350 m)	
Pré-Glacial	"A"	Rochas carbonáticas (Hipotético)	Quartzitos e quartzitos conglomeráticos, lentes restritas de rochas carbonáticas (0 - 200 m)	

COMPLEXO GRANULÍTICO DE PASSATEMPO

Sebastião Luiz Fiumari
Atahualpa Valença Padilha
Mário Conceição Araújo

Secretaria de Minas e Energia de Minas Gerais

ABSTRACT

This paper concerns to a particular archaean granulitic nucleus, map-made in the southern portion of São Francisco Craton in the district of Passatempo, located 100 kilometers south of the city of Belo Horizonte. The best exposures of that lithologic unit lie in the north of a gravel-road, that connects Passatempo to Entre Rios de Minas. In the whole north-central part, in the Passatempo quadrangle, where the granulitic rocks are exposed, there is an occurrence of a tightly waved relief, associated to a very close green covering of plants, at half-slope, along the reddish-brown and sand-clayish soil.

The hills are oriented at E-W direction, sometimes at N-W and N-E, due mainly to rupturing tectonism, that are represented by conspicuous subvertical faults.

The real conditions of metamorphism correspond to those with high-grade agents, also lack of water, determining the granulitic facies.

Parageneses, that are inherent to softer metamorphic changes, define the superimposing of many other thermal tectonic events, resulting new foliation, reoriented structures and neocrystallization of minerals, like amphibole and biotite, replacing pyroxene. Such transforming processes, acting through the lithologic and structural unit, promote their chronological correlation with many other granulitic sequences, all them developed under high temperatures and pressures, that are phenomena generated from the archaean period. Geochronology endorses Transamazonian and Jequié ages.

RESUMO

As observações, contidas neste texto, referem-se a um núcleo granulítico Arqueano, cartografado na porção meridional do Craton São Francisco, na região de Passatempo, distante 100 km ao sul de Belo Horizonte (Fig.1). As melhores exposições desta unidade litológica encontram-se ao norte da rodovia que interliga Passatempo e Entre Rios de Minas. Em toda a porção centro-norte da Folha de Passatempo, onde afloram estas rochas, desenvolve-se um relevo fortemente ondulado associado a uma densa cobertura vegetal de meia-encosta e solo areno-argiloso castanho-avermelhado. As elevações apresentam-se orientadas, ora na direção E-W, ora NW e NE devido, principalmente, à tectonismo rúptil representado por espícuos falhamentos subverticais.

As condições de metamorfismo nesta sequência correspondem àquelas de alto grau, com temperatura e pressão elevadas e ausência de água, caracterizando o fácies granulito. Paragêneses comuns a transformações metamórficas mais brandas definem a superposição de outros eventos tectono-termais, ocasionando o aparecimento de uma nova foliação, com reorientação de estruturas e neocrystalização de minerais como anfibólio e biotita, substituindo o piroxênio.

Todos estes processos transformantes, atuantes no domínio desta unidade lito-estrutural, induzem sua correlação temporal com outras sequências granulíticas, desenvolvidas sob altas temperaturas e pressões, cuja geração remonta ao Arqueano.

A geocronologia confirma idades dos Ciclos Transamazônico e Jequié.

CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES LITOESTRUTURAIS

Complexo Passatempo

Corresponde, juntamente com os gnaisses-graníticos, migmatitos e outros metamorfitos, que compõem a Sequência Barbacena, às unidades de maior expressão superficial na região. Representam as litologias mais antigas e, por conseguinte, portadoras das mais complexas e numerosas transformações texturais, estruturais, etc.

A despeito da ocorrência de outras unidades associadas, os granulitos correspondem à litologia dominante do Complexo Passatempo. Está sempre envolvido pelas associações gnáissico-migmatíticas atribuíveis ao Grupo Barbacena.

Como variedades litológicas, de ocorrência subordinada, associadas a estes granulitos ocorrem os maciços máficos e ultramáficos, situados nos arredores da localidade Passa-Sete, a nordeste da Quadrícula. Sem quaisquer feições de metamorfismo, no caso da sequência máfica, enquanto que os ultramafitos estão frequentemente serpentinizados e com granada.

A nomenclatura utilizada neste trabalho corresponde em grande parte a de Streckeisen (Delhal, 1977), complementada por alguns termos paralelos, porém consagrados, como é o caso do kinzigito.

Streckeisen classifica os granulitos de acordo com as posições no diagrama Q A P, estabelecendo-se, assim, extremos ácidos e básicos, podendo ser reconhecidos, respectivamente, o alcalicharnóquito (leptnito) e o enderbitito.

A seguir descrever-se-á, sucintamente, as principais variedades litológicas encontradas no contexto do complexo Passatempo.

Enderbititos

Corresponde às unidades de filiação básica, sendo praticamente desprovidos de quartzo e estão, de maneira geral, bordejando maciços ultrabásicos, em ocorrências descontínuas que se tornam gradativamente de natureza mais ácida. Os enderbititos são diferenciados dos gabros, pela ausência de feições metamórficas nestes, enquanto as feições ultrametamórficas são diagnosticadas nos primeiros.

Macroscopicamente estas rochas apresentam uma foliação cataclástica bem desenvolvida, que orienta os minerais prismáticos, possuem a coloração verde-escura e a granulação fina a média.

Ao microscópio o ortopiroxênio é o hiperstênio que normalmente apresenta-se em parte alterado a agregados de actinolita, clorita e opacos. Bastante comuns também são o diopísídeo e hornblenda, que substituem o ortopiroxênio e estão orientados. O aparecimento de hornblenda e biotita sugere submissão a processos posteriores transformantes de alto grau, porém em presença de água (migmatização) ou superposição de metamorfismo de fácies anfíbolito alto sobre o granulito anterior, pois Winkler (1977) considera que o aparecimento do hiperstênio assegura o limite entre o metamorfismo de grau alto (granulito) e o de grau médio (anfíbolito).

O plagioclásio encontra-se frequentemente maclado e saussuritizado. O quartzo e a biotita são raros e o primeiro ocorre como cristais que separam outros minerais como plagioclásio e piroxênio, a mica por sua vez é titanífera.

Embora ocorram de maneira dispersa na área, a região de Perobas de Baixo corresponde ao local de melhor exposição da variedade.

Charnóquitos (piroxênio granulitos)

É a variedade mais comum deste grupo de rochas. Distribuem-se irregularmente por toda a área de domínio granulítico, correspondem aos afloramentos mais expressivos da Quadrícula, formam a maioria das elevações que caracterizam o relevo colinoso da região. Os aspectos macroscópicos que diagnosticam este tipo de rocha são a coloração esverdeada e a notável foliação, posicionando ora na direção E-W com deflexões para NW, bem como para NE. Este bandamento, na maioria das vezes, confere à rocha aspecto gnáissico, de granulação grosseira à média.

Microscopicamente este grupo pode-se apresentar com as seguintes paragêneses, em função, obviamente, da composição química original: piroxênio-granada-cordierita; piroxênio-granada-cordierita-silimanita e piroxênio-granada.

Em face das associações mineralógicas apresentadas pelos exemplares estudados, pode-se concluir que aquelas amostras analisadas, com pouco ou nenhum quartzo, porém com abundância de cordierita, a rocha original deve ter sido de composição mais básica,

talvez um tonalito ou quartzo-diorito, atestado pela quantidade elevada de biotita, granada e hiperstênio; enquanto que as variedades mais ácidas devem ter tido foliação granítica.

A textura dos charnoquitos é granoblástica, com orientação mais ou menos conspícua. A granada é poiquiloblástica, envolvendo restos de minerais primitivos.

A cordierita aparece sob a forma de grandes cristais, pinitizados ao longo de fraturas, incluindo tubos aciculares e prismas curtos de sillimanita.

O piroxênio com extinção reta (hiperstênio) pode aparecer intercrescido com o clinopiroxênio (diopsídio). Pode-se apresentar em parte alterado para tremolita, hornblenda e biotita.

O plagioclásio encontra-se no intervalo andesina-labradorita e está, normalmente, saurizado.

As palhetas de biotita são de cor marrom-avermelhado, com forte pleocroísmo, denotando composição titanífera. Possui inclusões de mineral opaco e zircão, segundo a direção de clivagem.

O quartzo aparece na forma de grãos, com tamanhos variados, extinção ondulante e teores gradativamente mais acentuados, quanto mais ácida for a litologia. Os teores médios estimados situam-se entre 15-20%.

O zircão e apatita correspondem aos principais acessórios encontrados nos charnoquitos.

Granulitos Gnaissificados

São representados por litologias bandadas, mormente distribuídas em pontos isolados, na faixa de contato norte entre granulitos e gnaisses migmatíticos. Foram associados aos charnoquitos por apresentarem associações mineralógicas e texturas semelhantes às destes.

Dentre as variedades mais comuns, foram analisados os kinzigitos, nome pioneiro dado aos granulitos, devido a Fischer, 1860 (in J. Delhal, op. cit.). Definidos como rochas de origem sedimentar, diferente dos granulitos por apresentar granulação mais grosseira, estrutura gnáissica, maior quantidade de granada e presença de cordierita e sillimanita.

Completando as parageneses mais comuns, incluem-se ainda a microclina (exemplares migmatizados), plagioclásio, biotita, quartzo e zircão.

A cordierita e sillimanita atestam uma composição original enriquecida em alumínio para esta variedade litológica.

Seqüência Máfica-Ultramáfica

Este conjunto está representado na área por diversas ocorrências, irregulares e descontínuas, frequentemente associadas aos dois agrupamentos litológicos maiores (granulitos e granitos-gnáissicos), representando assim, uma seqüência com geração provavelmente de Suite Básica-Ultrabásica, podendo até representar restos de seqüência vulcano-sedimentares do tipo Greenstone Belt.

Os exemplares desta natureza, encontrados, incluem piroxenitos, meta-peridotitos, gabros, diabásios e anfibolitos, serpentinizados. As maiores concentrações situam-se na porção norte da região, encaixadas em granulitos, que se tornam gradualmente mais enriquecidas em minerais máficos à medida que se aproximam destes maciços ultrabásicos, constatação esta que pode sugerir associação destas litologias com granulitos mais básicos (enderbitos).

Os aspectos microscópicos mais conspícuos correspondem à fina granulação em associação com intenso fraturamento, que acomoda a recristalização da serpentina e talco, para os ultramafitos.

Ao microscópio os exemplares analisados situam-se no intervalo dos peridotitos e piroxenitos, segundo a classificação de Hyndman, 1972. Os expoentes mineralógicos máximos incluem olivina e piroxênios/anfibólios, normalmente substituídos por serpentina, talco, carbonatos e opacos, em graus variáveis, resultante do metamorfismo regional que induz em reações de serpentinização, talcificação e carbonatização (esta indicando a presença de alta PCO_2).

Os acessórios frequentes são magnetita, espinélio (hercinita, picotita), limonita.

As análises microscópicas efetuadas, confirmam filiação ígnea para os exemplares estudados, com transformações tanto mineralógicas como texturais dos correspondentes o-

rginais.

Além destes metamorfitos ultrabásicos, esta seqüência ainda pode incluir unidades de natureza metabásica, como ocorre nas imediações de Perobas de Baixo, onde encontram-se em estreita associação com os enderbitos.

Comparando-se os resultados de análises químicas por via úmida com a petrografia, pode-se concluir que os valores mais elevados de óxidos como SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e CaO são devidos a minerais como olivina, piroxênios/anfibólios, serpentina, talco e plagioclásio. Os valores baixos (traços) de cromo e níquel (análise semi-quantitativa) oferecem poucos subsídios para suspeitas de mineralizações nestes elementos, em quaisquer dos ultramafitos analisados e, muito pelo contrário, deverão até se tornarem polêmicos, através de trabalhos mais específicos, que fatalmente surgirão para a área. Cordani e Hasui, 1975 (in Wernick, 1979) sugerem que complexos rochosos semelhantes a este ora descrito, sejam autênticos representantes de uma crosta primitiva, formados há cerca de 4 000 m.a. por diferenciação do manto. Esta hipótese está de acordo com o esquema evolutivo proposto por Glickson (1976, in Wernick op. cit., p.p. 290-291) para áreas arqueanas, segundo o qual pedaços da crosta inicial foi levada ao fácies granulito, transformando rochas ígneas em associações mistas magmático-metamórficas.

Intrusivas Básicas

As variedades gabro-dioríticas correspondem à uma seqüência indiferenciada de rochas básicas e granulação variável desde fina até grosseira, mas havendo predominância desta última. De uma maneira generalizada, estas variedades litológicas não apresentam transformações mineralógicas e texturais significativas, o que leva a suposição de sua geração por intrusão pós-tectônica em crosta continental ou, no máximo, tardi-tectônica.

Os tipos de afloramentos mais frequentes são representados por maciços ou diques de pequena espessura.

Os maciços mais importantes na área têm uma forma mais ou menos alongada, encaixada segundo a direção aproximada NW-SE, em granulitos. Este corpo, constituído predominantemente por rochas grosseiras, gabróicas, situa-se nas proximidades de Piracema, no quadrante NW da Quadrícula.

A transição entre a rocha básica e os ultrametamorfitos granulíticos é de natureza bastante brusca. Os afloramentos mais possantes conferem ao relevo um aspecto colinoso, com elevações de conformações arredondada bem característica, solo vermelho-vivo, argiloso e vegetação densa; via de regra pode-se observar o alinhamento conspícuo na direção NW-SW.

Os correspondentes de textura mais fina, tal como diabásios, ocorrem exclusivamente na forma de diques de pequena espessura e extensão de afloramento, encaixados nas fissuras do embasamento, ora posicionados para NW-SE ora para NE-SW.

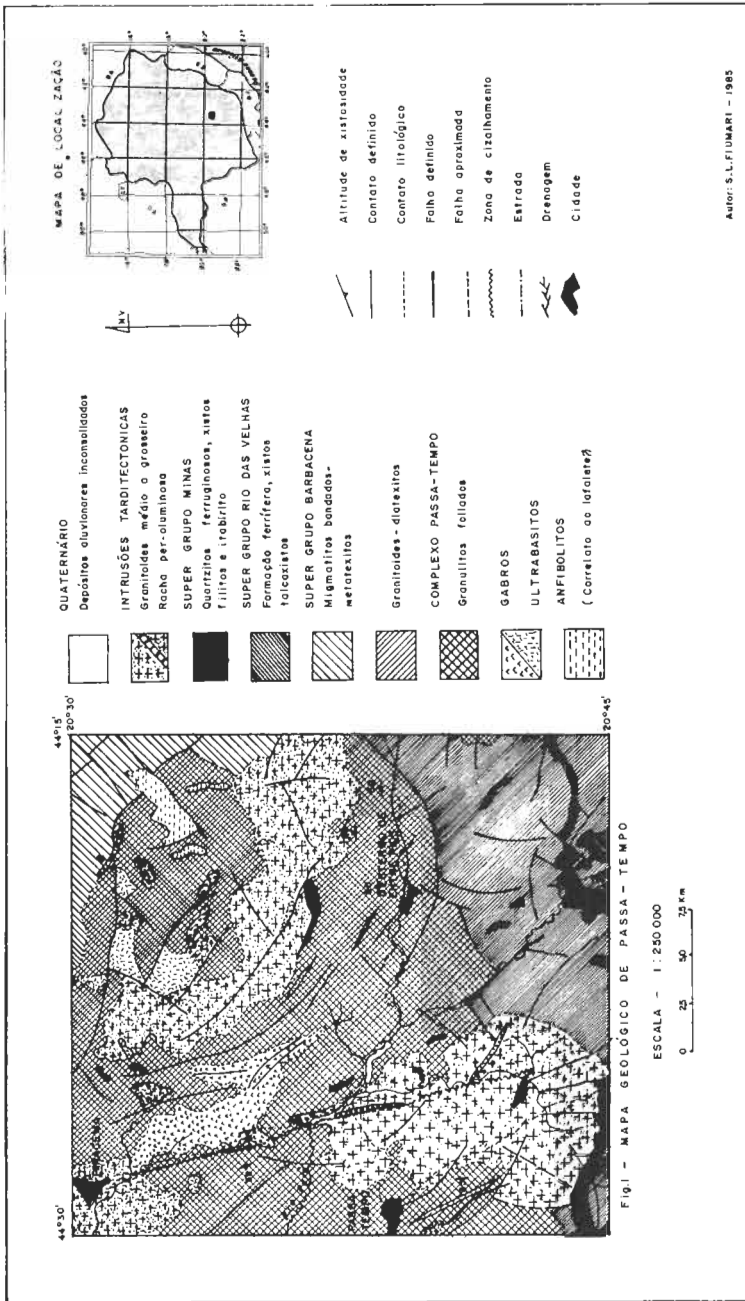
Os exemplares desta unidade, quando metamorfisados, correspondem a anfibolitos, com orientação notável dos minerais e textura nematoblástica. As associações mineralógicas mais frequentes constam de anfibólio, plagioclásio, biotita e acessórios como epidoto, apatita e titanita.

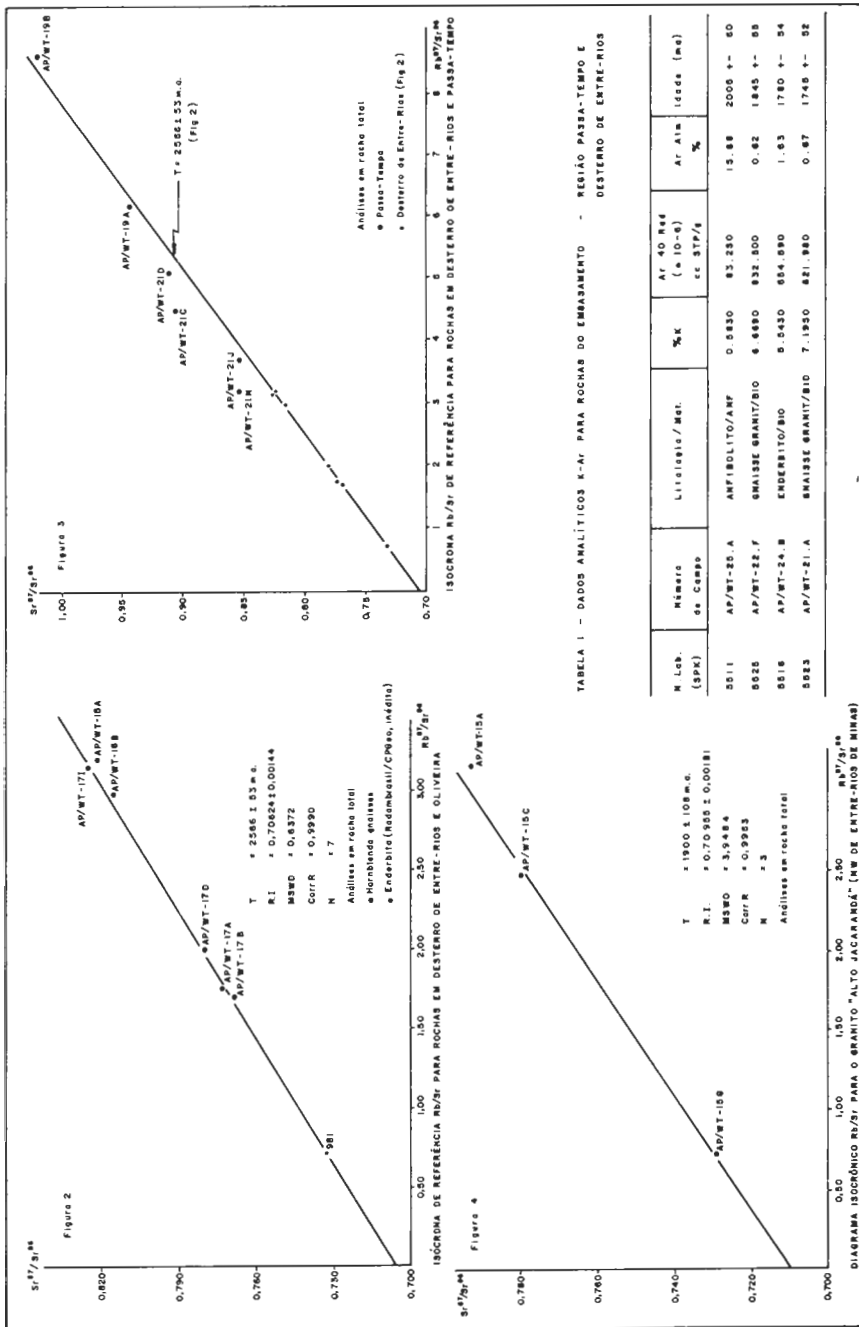
Esta constatação de transformações metamórficas em alguns exemplares básicos, pode sugerir que houve na área mais de um episódio de geração de rochas e mais, que estes exemplares anfibolitizados, embora tenham modo de ocorrência semelhante (maciços e diques), possuem idades relativas maiores que os correspondentes sem metamorfismo. Para melhor controle destes dados necessita-se, por exemplo, de uma criteriosa datação radiométrica para os mesmos e que as variedades por falta de dados mais elucidativas.

METAMORFISMO

Em função das associações mineralógicas apresentadas pelas litologias analisadas, torna-se possível a caracterização de pelo menos três eventos metamórficos distintos, apresentando decréscimo de T P através dos fácies granulito, anfibolito médio/alto e anfibolito baixo a xisto verde.

O primeiro é representado pelo conjunto dos granulitos de natureza desde ácida até básica, em função, obviamente, de suas filiações graníticas e dioríticas. As paragéneses mais comuns incluem minerais como o piroxênio (orto e clino), granada, feldspato, quartzo, além da cordierita e sillimanita, que definem rochas originais saturadas





Fonte: Instituto de Geodésia de Belo Horizonte - IGA - CPB-11800-1961/1961

REVISÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO BAMBUÍ (BLOCO ORIENTAL), EM MINAS GERAIS

J.H. Grossi Sad

GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.

H. Quade

Technischen Universität Clausthal, Germany

ABSTRAT. After preliminary investigation over the Bambuí Group area corresponding to its eastern border (Vespasiano - Três Marias - Presidente Juscelino area), Minas Gerais state, the authors verified to be possible to subdivide the formation in three sequences; the lower and the upper one seem not to belong to the group.

The lower sequence have a limited distribution and here is suggested the name Vespasiano Formation for it. That formation is composed by carbonate rich phyllite (thickness higher than 100 m), with intense cataclastic fabric.

The medium sequence, with a thickness of about 400 m, corresponding to Bambuí Group *stricto sensu*, is composed by Sete Lagoas and Serra de Santa Helena formations, already described in the geologic literature. The first one contains limestone, generally very pure, and the second is formed by siltic shale. Both are marked by the notable development of a crenulation foliation, that transect the bedding planes; these planes may be horizontalized or not, and the foliation dip to the east. Phyllonites are common in this sequence, followed by plentiful manifestation of quartz veins.

The upper sequence (with a thickness above 350 m), with the formations named Lagoa do Jacaré (siltstones with chlorite-sericite matrix and interlayered beds of intraclastic and oolitic limestone) and Três Marias (plagioclase rich siltstones and arkosic sandstones) doesn't have any kind of foliation and is formed by horizontally bedded rocks. It does not contain quartz veins.

No reasonable explanation can be offered to the crenulation foliation developed at Bambuí Group *stricto sensu*; the absence of this structure in the upper part in the sedimentary pile justifies its exclusion from this group.

RESUMO. Os autores, após investigação preliminar da faixa de distribuição do Grupo Bambuí, em seu bordo oriental (área Vespasiano - Três Marias - Presidente Juscelino), verificaram ser possível subdividir o mesmo em três seqüências principais; a inferior e a superior parecem não pertencer ao grupo.

A seqüência inferior tem distribuição singular e para a mesma se propõe o nome Formação Vespasiano. É constituída por calcário-filito intensamente cataclásado, de espessura superior a 100 m.

A seqüência média (com espessura de cerca de 400 m), que corresponde ao Grupo Bambuí *stricto sensu*, compõe-se das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, já conhecidas na literatura geológica. A primeira contém calcários muito puros e a segunda, folhelhos silticos. Ambas são marcadas pelo notável desenvolvimento de uma foliação de crenulação transversal ao acamamento; este pode ser horizontalizado ou não, aquela mergulha para leste. Filonitos são comuns nesta seqüência, acompanhados de abundante manifestação de veios de quartzo.

A seqüência superior (com espessura próxima de 350 m), com as formações conhecidas como Lagoa do Jacaré (siltitos com matriz cloritosericítica, contendo níveis de calcário intraclástico e calcário oolítico) e Três Marias (siltitos ricos em plagioclásio, com níveis de arcósio), é inteiramente destituída de foliação de crenulação e tem acamamento horizontalizado. Não contém veios de quartzo, importantes.

Nenhuma explicação razoável pode ser oferecida para a foliação de crenulação desenvolvida no Grupo Bambuí *s.s.*; a ausência desta estrutura na seqüência superior justifica sua separação deste grupo.

INTRODUÇÃO

No presente trabalho apresentam-se dados de campo e petrográficos, relacionados com o Grupo Bambuí, no seu *bordo oriental*, em faixa balizada pelas localidades de Ves pasiano, Três Marias e Presidente Juscelino (Fig. 1). Nessa faixa há fortes indícios da existência de uma discordância angular entre as porções inferior e superior do grupo, as quais têm acentuadas diferenças entre litologia (e, conseqüentemente, ambiente de sedimentação) e trama interna.

É importante frisar que as observações aqui explicitadas não podem, no momento, ser generalizadas para outras regiões de ocorrência do Grupo Bambuí, no Estado de Minas Gerais. Por outro lado, os autores estão realizando uma investigação mais ampla no bordo oriental do grupo e as anotações ora divulgadas serão eventualmente enriquecidas no futuro.

NOMENCLATURA CORRENTE

Para as regiões centro (que inclui nossa área) e norte de Minas Gerais, Teixeira da Costa & Rodrigues Branco (1961, p. 21) propuseram um arranjo estratigráfico para o Grupo Bambuí, compreendendo três formações assim denominadas (da base para o topo):

- 1) *Formação Carrancas*, com quartzo-clorita filito calcífero e conglomerado basal;
- 2) *Formação Sete Lagoas*, com calcários puros, calcários silicosos e algum mármore;
- 3) *Formação Rio Paraopeba* (por um lapso de impressão, o nome publicado foi Rio Piracicaba), incluindo quatro membros: a) *Serra de Santa Helena*, na base, com ardósias; b) *Lagoa do Jacaré*, com siltito cloritocalcífero contendo leitos de calcário oolítico; c) *Três Marias*, com siltitos e arenitos finos, contendo lentes de arcóσιο; d) *Serra da Saudade*, com siltitos e ardósias calcíferas verdes.

O Membro Serra da Saudade não é na realidade um ente estratigráfico, conforme reconhecido por Manuel Teixeira da Costa, em 1968 (comunicação escrita).

Nesse mesmo ano, Braun sugeriu modificações no esquema acima apresentado, face à "...descontinuidade dos calcários, margas, siltitos e argilitos...", de tal modo que "...deviam representar facies", a oeste do meridiano 46°W, isto é, no *bordo ocidental* da área de ocorrência. A nova coluna deveria ser, para o Estado de Minas Gerais (Braun, 1968, p. 157-158):

- 1) *Formação Paraopeba* (o nome correto seria Rio Paraopeba), com as litologias pertinentes aos membros Lagoa do Jacaré (e não Lagoa Jacaré, conforme escreve Braun) e Serra de Santa Helena e à Formação Sete Lagoas, de Teixeira da Costa e Rodrigues Branco.
- 2) *Formação Três Marias*, equivalente ao Membro Três Marias, de Teixeira da Costa e Rodrigues Branco.

Os modernos trabalhos que vêm sendo desenvolvidos no bordo ocidental do Grupo Bambuí, em Minas Gerais (veja-se, especialmente, Campos Neto, 1984), não deixam dúvidas sobre a inconveniência e a impraticabilidade do uso da coluna estratigráfica, de Teixeira da Costa e Rodrigues Branco e, também, daquela de Braun. Contudo, tal não acontece no bordo oriental, na área Vespasiano - Três Marias - Presidente Juscelino, onde as unidades Carrancas (calciofilitos), Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Três Marias são bem desenvolvidas, persistentes por extenso trato de terreno e litologicamente homogêneas. Marchese (1974) não teve qualquer dificuldade em reconhecer tais unidades na área mencionada, se bem que considera a unidade Lagoa do Jacaré (erroneamente chamada Lagoa Jacaré) como um membro da Formação Serra de Santa Helena (incorretamente chamada Formação Santa Helena). Marchese (op. cit., p. 174) usa o nome Lagoa do Jacaré para descrever "bancos locais calcários" inclusos na Formação Serra de Santa Helena, o que não é correto. Na realidade, tais bancos de calcário estão contidos em uma unidade síltica maior, chamada Lagoa do Jacaré. A unidade Serra de Santa Helena também contém algum calcário.

Uma recente descrição da unidade Lagoa do Jacaré, nos arredores de Felixlândia, Minas Gerais, foi realizada por Parenti Couto (1980) e será comentada adiante.

Em nossa opinião, não há qualquer problema na aplicação da nomenclatura proposta por Teixeira da Costa e Rodrigues Branco (op. cit.), no *bordo oriental* da faixa de ocorrência do Grupo Bambuí. O conteúdo litológico das unidades envolvidas é bem conhe-

cido e sugerimos o uso daquela nomenclatura, com modificações menores, a seguir:

a) Formação Vespasiano, substituindo o nome Formação Carrancas, originalmente em pregado para descrever quartzo-clorita filito calcífero e conglomerado basal. Conforme Braun (op. cit., p. 157), o conglomerado "...não poderia ser classificado como uma formação, pois é de espessura insignificante e não tem expressão areal, nem mesmo na própria localidade tipo". Resta então o pacote de filito ou calcário-filito basal presente em algumas áreas, como ao longo do Ribeirão da Mata, nas proximidades de Vespasiano e ao longo da Serra do Cipó, de modo descontínuo. Em Vespasiano, podemos examinar testemunhos de sondagem rotativa feita na margem direita do Ribeirão da Mata, imediatamente abaixo da base do calcário da Formação Sete Lagoas; o furo atravessou espessura superior a 100 m de calcário-filito. Em nossa opinião, o nome Vespasiano é bem apropriado para a unidade de filitos com status de formação, abandonando-se a denominação Carrancas, a qual deve ser usada apenas para descrever o conglomerado que, por vezes, ocorre entre o calcário basal da Formação Sete Lagoas e os gnaisses do embasamento; ele pode ser denominado Conglomerado Carrancas.

b) Formação Sete Lagoas, como originalmente descrita.

c) Formação Serra de Santa Helena (originalmente Membro Serra de Santa Helena), constituída por folhelhos silticos esverdeados com algum calcário intercalado.

d) Formação Lagoa do Jacaré (originalmente Membro Lagoa do Jacaré), formada por siltitos e siltitos argilosos, esverdeados a acinzentados, com intercalações de calcário oolítico, margas (silito calcífero ou calcário siltico), calcários e algum dolomito.

e) Formação Três Marias (originalmente Membro Três Marias), conforme descrita por Teixeira da Costa e Rodrigues Branco (1961) e Braun (1968).

Do modo apresentado, sugerimos não mais se usar nomes Formação Rio Paraopeba (segundo Teixeira da Costa e Rodrigues Branco, a formação inclui os membros Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Três Marias) ou Formação Paraopeba (segundo Braun, a formação inclui os membros Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré), para descrever rochas do Grupo Bambuí no bordo oriental da área de ocorrência. No futuro, é possível que o nome *Grupo Rio Paraopeba* possa ser utilizado para descrever o conjunto Formação Lagoa do Jacaré - Formação Três Marias.

PROPOSTA PARA UMA NOVA SUBDIVISÃO ESTRATIGRÁFICA

As seções geológicas levantadas na área compreendida no triângulo Vespasiano - Três Marias - Presidente Juscelino permitem que se estabeleça uma nova subdivisão para o Grupo Bambuí, envolvendo a não inclusão de algumas unidades atribuídas até hoje ao mesmo, conforme se discutirá a seguir. No esquema abaixo, apresenta-se a sugestão para o rearranjo das diversas unidades presentes na área triangular mencionada. Na Fig. 2 é mostrada a distribuição das unidades.

Formações	Grupos
Três Marias	Superior
Lagoa do Jacaré	
~~~~~	<i>discordância angular (?)</i>
Serra de Santa Helena	
Sete Lagoas	Bambuí, stricto sensu
~~~~~	<i>discordância angular (?)</i>
Vespasiano	Sem nome

As unidades constantes da lista apresentam certas características peculiares que julgamos de importância para o estabelecimento de uma nova estratigrafia.

Formação Vespasiano

Esta unidade não foi detidamente examinada, pois nosso interesse imediata era investigar as relações entre os pares Sete Lagoas - Serra de Santa Helena e Lagoa do Ja

caré - Três Marias. Contudo, algumas anotações são reproduzidas sobre a mesma.

O contato da formação com o Embasamento Cristalino pode ser observado na nova rodovia que liga Belo Horizonte ao Aeroporto de Confins, no interflúvio entre o Córrego Carrancas e o Ribeirão da Mata, nas proximidades da Clínica Serra Verde, onde a estrada se posiciona aproximadamente ao nível do contato (cerca de 700 m de cota). Não se tem rocha fresca, mas material muito decomposto, bandeado e rico em quartzo, de um lado, (Embasamento) e silto-argiloso (Formação Vespasiano), de outro.

Nas encostas do vale do Ribeirão da Mata, em Vespasiano, há excelentes exposições de cálcio-filito (filonitizado) cinza-esverdeado, que pode conter bandas e lâminas de material predominantemente silicático ou carbonático; no conjunto, predomina rocha adequadamente chamada cálcio-filito, constituída em sua maior parte por lâminas sericito-clorito-quartzosas, às quais se intercalam lâminas carbonáticas ou quartzo-carbonáticas, as primeiras fortemente xistificadas e as segundas milonitizadas. As superfícies de xistoidade podem concordar com os planos de laminação composicional (acumamento ?), mas podem também ser transversais. Em alguns locais há evidências de transposição quase total (Ausweichungsklavage) de um bandejamento composicional, que pode corresponder ao acumamento.

A laminação composicional é variadamente organizada, com direção geológica segundo o meridiano (em média) e mergulhos fracos a médios, ora pra leste, ora pra oeste.

Em qualquer das exposições examinadas foi observada uma saliente lineação de orientação mineral, de rumo leste e caimento fraco.

O Embasamento Cristalino, na rodovia Belo Horizonte - Confins, é representado por milonito gnaisse de migmatito decomposto, de granulação fina a média, leucocrático, com porfiroclastos arranjados em linhas paralelas ao bandejamento. O milonito gnaisse é injetado por soleiras de anfíbolo (hornblenda + plagioclásio saussuritizado) xistificado, de poucos metros de espessura.

Grupo Bambuí s. s.

Compreende as formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, ambas afetadas por um episódio metamórfico-deformacional que imprimiu uma clivagem transversal ao acumamento das rochas presentes, extremamente característica (Fig. 3); tal trama não foi observada nas formações superiores, a saber, Lagoa do Jacaré e Três Marias. A estrutura é mais notável nas rochas pelíticas da Formação Serra de Santa Helena e nas porções carbonático-argilosas da Formação Sete Lagoas, como era de se esperar.

Formação Sete Lagoas. Esta formação é constituída por cerca de 200 m de espessura de calcários cinzentos a negros. Na base do pacote os calcários são mais claros devido à maior proporção de quartzo e filossilicatos (clorita verde-claro e moscovita), e sua granulação é usualmente fina a afanítica. Esse calcário é constituído por calcita de dimensão uniforme, euédrica a subeuédrica, de cor cinza acastanhado (inclusões e manchas de matéria orgânica ?) a esbranquiçado ou, então, incolor.

Para o topo, o calcário torna-se mais puro e sua cor mais escura; adquire até mesmo uma tonalidade negra, devido à presença de grafita. Sua granulação é variável e grandes idioblastos de calcita podem-se desenvolver. O material puro pode conter leitões e lâminas mais silicosas e de cor clara.

O calcário puro, nas proximidades do contato com a Formação Serra de Santa Helena ou no contato imediato, contém estruturas estromatolíticas, de cor negra, constituídas por carbonato espático, em grãos anédricos até euédricos, bandeadas devido à variação granulométrica. As estruturas algais são, em parte, envolvidas por carbonato de granulação muito fina, em grãos bem formados.

Uma detalhada descrição dos estromatólitos foi feita por Marchese (1974) em exposições presentes nos cortes rodoviários dos arredores do acesso para Sete Lagoas, a partir da rodovia BR-040.

Os calcários da formação, quando afetados por fraturamento mais ou menos intenso (função da proximidade de falhas verticalizadas ou de mergulho forte), são recortados por vênulas de quartzo-calcita, também deformadas. Algumas das vênulas contêm fluorita. Em certos casos, o fraturamento é tão intenso que o material se parte em pequenos fragmentos tabulares-paralelepípedicos, lavrados para produção de peças para revestimento (calçada "portuguesa"), conforme se vê ao norte de Inhaúma.

Na área por nós examinada, a Formação Sete Lagoas compõe quatro faixas, a saber:

a) a faixa de Lagoa Santa - Pedro Leopoldo - Matozinhos - Prudente de Moraes - Sete Lagoas - Inhaúma, orientada segundo NW-W/SE-E, conformando uma zona serrana, com alti-

tude de cerca de 900 m. Na maior parte dos casos, os calcários dessa faixa assentam-se diretamente sobre o Embasamento Cristalino, em discordância angular. Raramente, ocorre um delgado leito de conglomerado basal entre o calcário e o gnaiss (Conglomerado Carrancas). Mais comum é a presença de calcário-filito da Formação Vespasiano.

Em geral, os calcários dessa faixa têm acamamento subhorizontalizado. Uma notável topografia cárstica se desenvolve sobre os mesmos.

b) a faixa Paraopeba-Corsdisburgo-Curvelo, que forma um pronunciado escarpamento (Serra da Onça, com cimo a cerca de 1000 m) entre as duas primeiras localidades e uma depressão cárstica, linear, ao sul e ao norte de Curvelo, associada a escarpamentos locais. O calcário dessa faixa é geralmente mais silicoso e marcado por alternâncias entre material muito escuro e mais claro, que definem o acamamento. A rocha pode ser bem laminada. Estratos cruzados e acamamento convoluto são notados. A faixa constitui um corpo assentado sobre os folhelhos silticos da Formação Serra de Santa Helena, através de falha reversa. Na zona de Curvelo, o contato com os folhelhos que o recobrem também é de falha. Os calcários são fortemente fraturados e podem ocorrer com acamamento quase verticalizado ou com mergulho muito forte para leste.

Ao norte de Curvelo (cerca de 6 km), aparecem exposições contínuas de calcário (Fazenda Curtume, por exemplo), recobrimdo os folhelhos silto-arenosos da Formação Serra de Santa Helena. O calcário é preto, maciço ou xistificado, com mergulho forte e muito fraturado. Sua granulação é fina, por vezes afanítica. Veios irregulares de calcita recortam a rocha e, em alguns deles, foi notada fluorita. O calcário se desloca paralelamente à superfície topográfica (sheeting). Em seção delgada, mostra-se constituído por calcita bem formada, inequigranular, em parte cataclásada; ocorrem áreas despigmentadas, de forma variada, nos grãos de carbonato. Concentrações de pirita e grafita são observadas. A rocha carbonática dos arredores de Curvelo foi denominada Calcário do Tamboril, por von Freiberg (1932).

Nas proximidades de Paraopeba, a Formação Sete Lagoas contém níveis conglomeráticos, intraformacionais, a seixos elipsoidais e esféricos, de até 5 cm de eixo maior. Os níveis têm mais de um decímetro de espessura. A proporção entre seixos e matriz é igual. Os clastos são de calcário cinzento, imersos em matriz de cor negra. De um modo geral, o calcário é bem estratificado, com laminação muito regular e acamamento em bancos decimétricos. Em certos bancos há estratificação cruzada, marcas de onda anastomosadas (em porções mais argilosas), acamamento convoluto e estruturas de corte e preenchimento. O acamamento pode ser definido por lâminas de rocha cinzenta intercaladas com rocha negra.

Um dos autores conhece perfis da Formação Sete Lagoas, em Arcos, MG (Serra da Bocaína), onde existem 60 m de calcário, com vários níveis intraformacionais métricos, a seixos de calcário mais claro, ao longo de toda a seção.

c) a faixa de Presidente Juscelino (anteriormente Parauna), entre os rios das Velhas e Cipó. Tem cerca de 3 km de largura e desenvolve-se como uma serra linear de mais de 800 m de cota cimeira, arrumada segundo N 30 W. O calcário dessa faixa é uma rocha bem estratificada, com lâminas brancas (contendo quartzo) alternadas com lâminas cinzentas. Níveis de brecha intraformacional, com centímetros a 1 decímetro de espessura, são observados. A faixa compõe um corpo tabular de calcário encaixado em folhelho siltico da Formação Serra de Santa Helena. Esse corpo mergulha para leste, de tal modo que seu contato basal é falhado. Em relação aos calcários dessa faixa, assim se expressa von Freyberg (1932, p. 122): "Estratigraficamente acima das ardósias, aflora a 49 km de Curvelos um calcário em bancos, intensamente fraturado, que gera escarpamentos locais. Jazendo subhorizontalmente, ele recobre as ardósias, de modo que, em se descendo o vale do Parauna(1), novamente se encontram as rochas inferiores. Estas aparecem recortadas por veios de quartzo. Arcósias e calcários superiores compõem os terrenos relativamente acidentados até Parauna, onde, então, os calcários dominam e geram escarpamentos alinhados. A superfície de contato com os calcários mergulha suavemente para oeste".

O calcário da faixa de Presidente Juscelino exibe uma singular estrutura linear parecida com rib marks. Em seção normal à estrutura linear, têm-se corpos com arranjo cuspidal. Eles se parecem com marcas de ondas lineares, de amplitude e comprimento de onda pequenos (menores que 5 mm). Cada rib pode ter até mais de um decímetro de comprimento. As cristas são agudas e as calhas arredondadas.

Nos cortes rodoviários próximos de Presidente Juscelino, as rib marks orientam-se para leste, com caimento fraco. Não conhecemos referências anteriores a tal estru-

(1) na realidade, vale do rio Cipó, que é o nome atual do curso d'água ali presente.

tura, nas rochas Bambuí.

d) A faixa da Serra do Cipó, com largura de poucas centenas de metros e que molda o primeiro degrau da serra. O calcário mergulha suavemente sob os quartzitos do Grupo Macaúbas.

O calcário é cinzento, silicoso e magnesiano, de granulação fina; o acamamento é definido por bandas de carbonato puro, alternadas com bandas de material carbonático-filosilicático. Estas podem ser finamente laminadas, com laminação paralela ao abandamento ou discordante do mesmo.

Podem ocorrer zonas milonitizadas e filonitizadas envolvendo calcário pelítico marcando a presença de falhas reversas, com mergulho para leste. Filões de quartzo, abundantes, são injetados ao longo das superfícies cisalhadas que ocorrem nas porções filonitizadas.

A descrição que von Freyberg (1932, p. 124) faz da faixa de Presidente Juscelino merece ser reproduzida: "Para além do Parauna anda-se a cavalo sobre terrenos montanhosos de xistos. A aproximadamente 3 km das cabeceiras do Parauna, depara-se com uma massa de calcário arqueada em antifórme. Sotopostas, afloram ardósias. A seguir, o correm então os quartzitos brancos, parcialmente conglomeráticos, da Serra do Espinhaço. O contato entre estes e os calcários se faz por meio de falhamento".

Em todas as quatro faixas de exposição da Formação Sete Lagoas pode ser observada uma clivagem, que só é claramente discernível quando os calcários são mais ricos em material filosilicático. Em nenhum local foi notada uma fissilidade associada com a clivagem que, macroscopicamente, ora é uma *clivagem de fratura* (false cleavage), ora é uma *foliação de crenulação* (slip cleavage, strain-slip cleavage, shear cleavage, Ausweichungslivage), a cortar obliquamente as superfícies de acamamento. A questão será retomada adiante.

Formação Serra de Santa Helena. A unidade tem espessura de cerca de 200 m (Teixeira da Costa e Rodrigues Branco, 1961) e constitui faixa de grande largura cujo limite oriental é uma linha sinuosa que passa imediatamente a oeste de Curvelo, dirige-se para Cordisburgo e Paraopeba, muda de orientação quando aponta para Sete Lagoas (que é seu limite meridional) e rumo em direção à Serra do Cipó, que lhe serve de limite ocidental. Sua continuidade só é interrompida por duas faixas calcárias da Formação Sete Lagoas, já descritas na seção anterior.

O terreno modelado pelas rochas da formação é relativamente alcantilado, com cristas alinhadas próximas ao meridiano. As colinas e cristas têm vertentes ravinadas e vales encaixados.

A formação é constituída essencialmente por folhelho siltico, com contribuição menor de calcário. O folhelho siltico tem sido correntemente denominado *ardósia*, devido a uma fissilidade que gera placas de espessura uniforme e de uns poucos metros quadrados de área. Contudo, a participação não se dá paralelamente à clivagem (que é uma *foliação de crenulação*) mas sim, ao acamamento. Em ardósias, a participação se dá de modo fácil, segundo superfícies lisas, planas e densamente espaçadas, de fraca coesão e que fazem um certo ângulo com o acamamento original. Muitas autoridades descrevem a foliação das ardósias como sendo uma foliação de plano axial ou clivagem ardósiana, clivagem de plano axial ou, ainda, clivagem de fluxo (ver, por exemplo, Whitten, 1966, p. 221-230, que discute extensamente o assunto).

Os autores não conhecem ardósias no Grupo Bambuí, adotado o conceito acima exposto. Contudo, não pode ser negado que, em alguns casos, a foliação de crenulação que se observa nos folhelhos silticos é uma foliação de plano axial (conforme documentação confiada a nós por Ronald Fleischer, em Abril de 1985). Em dos autores já observa-se tal aspecto em rochas expostas em cortes rodoviários entre Inimutaba e Presidente Juscelino (Grossi Sad, 1968, p. 69). Este porém, não é o caso geral, conforme se verá, ficou durante os trabalhos desenvolvidos para a obtenção dos dados ora apresentados. De qualquer modo, mesmo quando se tem a clivagem de plano axial, não há fissilidade paralela à mesma.

Os folhelhos silticos da Formação Serra de Santa Helena são verdes, verde-acinzentado ou verde-azulado, quando frescos, e amarelos, quando decompostos. A trama primária que melhor se observa nos folhelhos é o acamamento, em estratos (de pouco mais de um decímetro de espessura) e em lâminas (de espessura muito variável). O acamamento é denunciado por mudanças composicionais (proporção diferente entre sericitoclrita e quartzo) e granulométricas (o talhe de grão alcança o tamanho de areia muito fina). Por vezes a rocha se assemelha, em amostras de mão, a siltito ou arenito de granulação fina.

Em muitos casos, o acamamento é denunciado pela presença de lâminas e camadas carbonáticas impuras, de cor acinzentada.

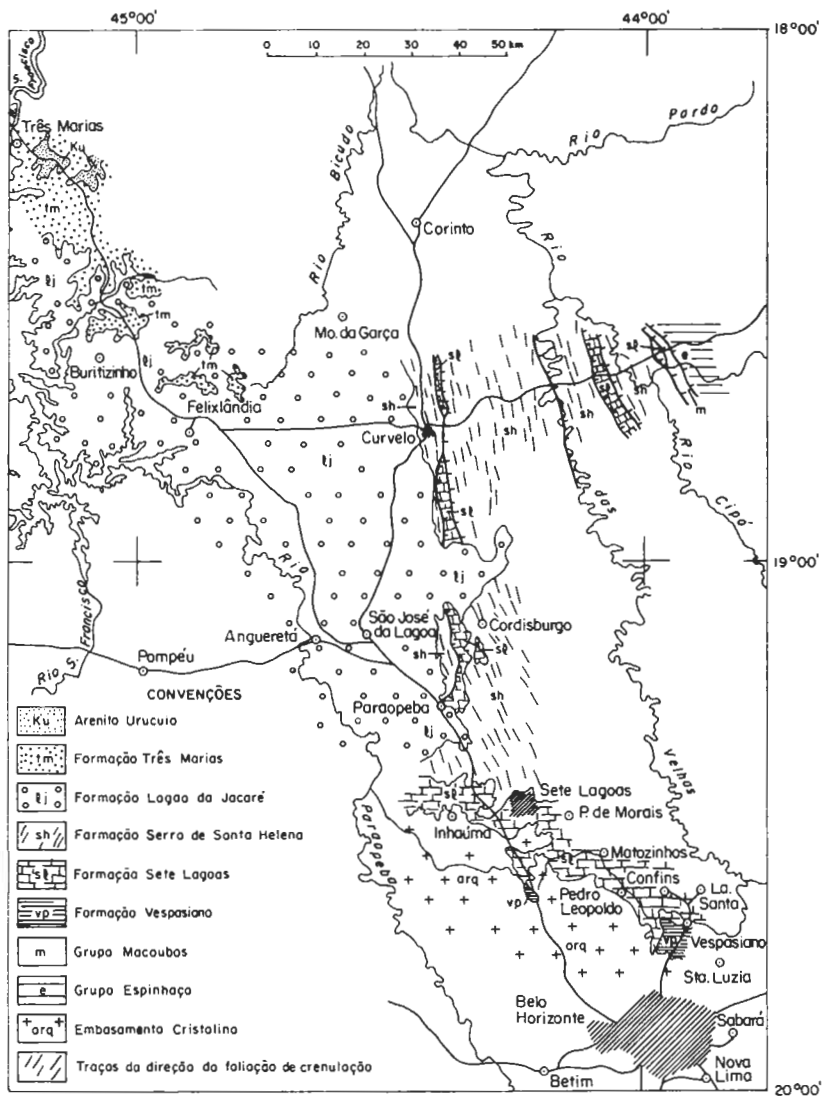


Fig. 2 - Esboço geológico do bordo oriental da área de ocorrência do Grupo Bambuí em Minas Gerais

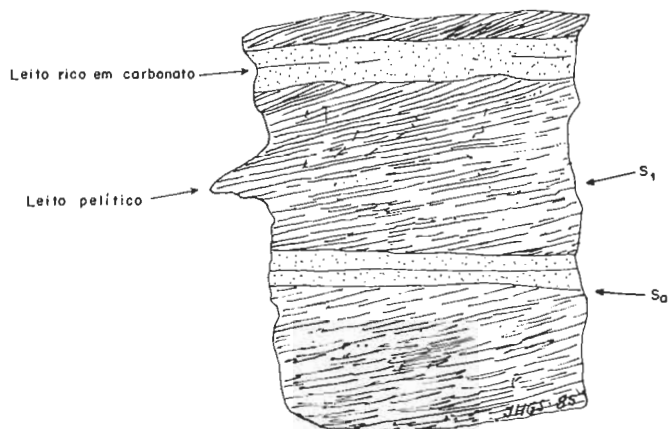
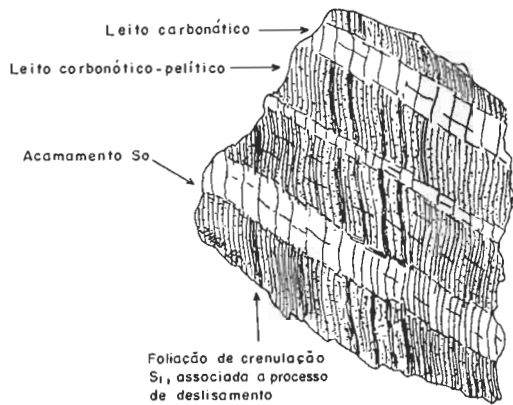


Fig. 3 - Desenvolvimento de foliação em rochas constituídas por membros mais competentes e menos competentes. O espécime do diagrama da parte superior é de calcário Sete Lagoas, sul de Cordisburgo; o espécime da parte inferior é de folhelho Serra de Santa Helena, Córrega da Gineta, NW da cidade Sete Lagoas

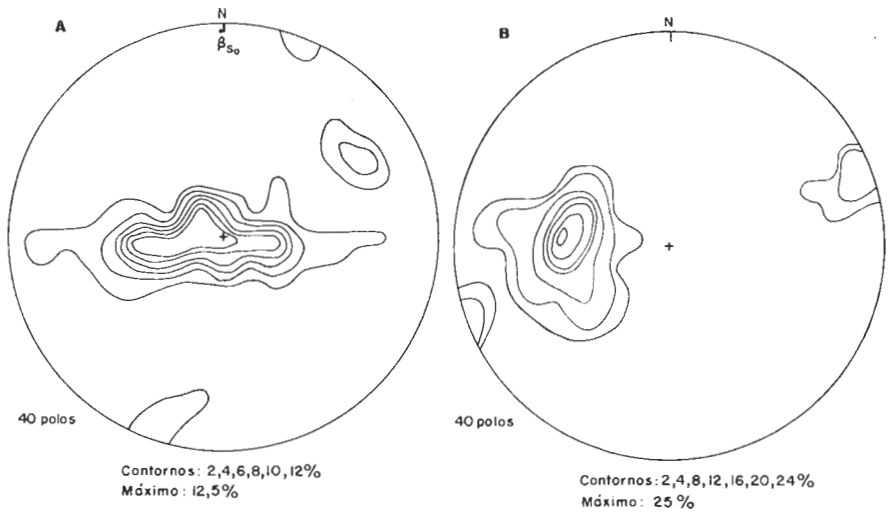


Fig. 4 - Diagramas de contorno dos polos do acamamento (A) e da foliação de crenulação (B) para as formações Sete Lagoas e Serro de Santa Helena

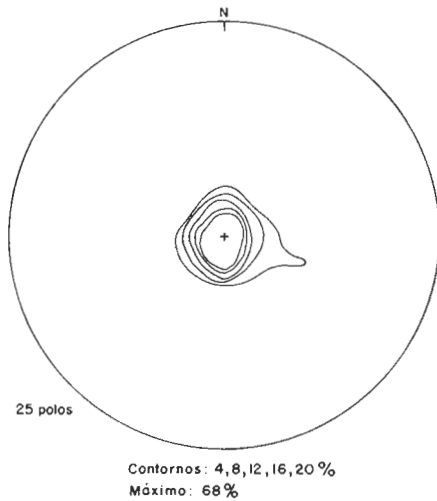


Fig. 5 - Diagrama de contorno dos polos de acamamento das formações Lagoa do Jacaré e Três Marias

RECONHECIMENTO DE FÁCIES SEDIMENTARES EM ROCHAS METAMÓRFICAS DA REGIÃO DE OURO PRETO (MG)

Marco Antônio Schreiner Moraes

DEGEO - UFOP

ABSTRACT

The present existence of a complete spectrum of sedimentary facies models covering the entire range of depositional associations permits the application of this kind of technique in the study of low grade metamorphic terrains, where most of the original primary features usually show good deals of preservation. Even in fairly strongly deformed sequences, like the ones that outcrop in the Ouro Preto region, southeastern part of the Quadrilátero Ferrífero (state of Minas Gerais), recognition of sedimentary facies is possible. In this work are described fluvial facies in quartzites and meta-conglomerates of the Moeda Formation and of the Itacolomi Group, beach and eolian facies in some portions of the Moeda quartzites and shelf facies comprising itabirites (Cauê Formation), carbonate rocks (Gandarela Formation) and phyllites (Batatal, Fecho do Funil and Barreiro Formation). An association of delta front facies with pro-delta turbidites is tentatively postulated for the Cercadinho Formation quartzites and phyllites, and finally, deeper water turbidites are considered the original facies of the Taboões quartzites. The facies modeling in this kind of sequences permits the reconstruction of the depositional geometries and lead to a more realistic approach to the following metamorphic and deformational histories, that makes possible to obtain a more successful explanation for the spatial relationships found in the field.

RESUMO

A atual disponibilidade de todo um conjunto de modelos de fácies sedimentares permite que se aplique a técnica de modelagem faciológica a terrenos de baixo grau metamórfico, onde é muito comum a presença de feições primárias preservadas nos meta-sedimentos. Mesmo em zonas com processos relativamente acentuados de deformação, como é o caso da região de Ouro Preto, localizada na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero (MG), o reconhecimento de fácies sedimentares pode ser feito com certa facilidade. Neste trabalho são descritas fácies fluviais reconhecidas em quartzitos e meta-conglomerados da Formação Moeda e do Grupo Itacolomi, fácies de praia e eólicas que aparecem em outros quartzitos da Formação Moeda e fácies de plataforma que incluem os itabiritos da Formação Cauê, as rochas carbonáticas da Formação Gandarela e os filitos das Formações Batatal, Fecho do Funil e Barreiro. Uma associação de fácies de frente deltaica com pró-delta turbidítico é tentativamente postulada para os quartzitos e filitos da Formação Cercadinho, e finalmente, turbiditos de água mais profunda são visualizados para os quartzitos Taboões. A modelagem faciológica neste tipo de seqüência permite a reconstituição da geometria deposicional, que conjugada aos dados metamórficos e estruturais possibilita a obtenção de um quadro mais realista para explicar as relações espaciais observadas no campo.

1. INTRODUÇÃO

Em 1969, ao descrever no seu clássico trabalho as formações geológicas proterozóicas que ocorrem no Quadrilátero Ferrífero, John Van N. Dorr reconheceu a existência de feições sedimentares preservadas em várias seqüências e as utilizou para suas interpretações paleoambientais. Naquela época, o conceito de modelagem de fácies se encontrava num estágio embrionário mesmo entre os estudiosos de rochas sedimentares, de maneira que não poderia ter sido aplicado às litologias por ele estudadas. Anos mais tarde, Villaça (1981) fez uso de modernos conceitos de fácies deposicionais ao descrever a Formação Moeda. No entanto, o fato da origem sedimentar de muitas rochas que ocorrem no Quadrilátero Ferrífero tornar virtualmente obrigatória para fins de considerações estratigráficas uma análise cuidadosa das características sedimentares preservada pelo metamorfismo e pela deformação parece não ter sido levado em conta por muitos autores (veja discussão em Garcia e Fonseca, 1985).

Recentemente, a vinda de um grande número de sedimentólogos para Ouro Preto, devido aos cursos de pós-graduação na área do petróleo implantados na Universidade Federal desta cidade, fez com que se des-cortinasse o potencial das contribuições que a sedimentologia pode trazer para resolver problemas de mapeamento e análise estratigráfica/estrutural (Della Fávera, 1982; Garcia e Fonseca, 1985). Como se sabe, o desenvolvimento de uma nova filosofia de trabalho em rochas do Pré-Cambriano é um processo lento e somente agora (Garcia e outros, neste volume) projetos de levantamento sistemático nesse sentido começam a ser realizados. Eu pretendo apresentar aqui uma breve comunicação a respeito do reconhecimento de fácies sedimentares em diversas formações na região de Ouro Preto (Figura 1), com o objetivo de ressaltar a relativa facilidade com que a modelagem faciológica pode ser feita em seqüências de baixo grau metamórfico mesmo quando estas apresentam um acentuado grau de deformação, como é o caso da área mencionada, onde uma série de estruturas de dobramento e cavalgamento já foi identificada (Dorr, 1969). A principal utilidade da análise faciológica em meta-sedimentos é a de fornecer um modelo geométrico e composicional sobre o qual poderão ser aplicados os conhecimentos relativos à história metamórfica e deformativa da região de maneira que se tenha no final um quadro realmente completo das relações espaciais que as formações hoje apresentam.

Para fins de organização de um arcabouço estratigráfico será aqui utilizada a seqüência com que as formações afloram em Ouro Preto,

que resulta numa coluna muito próxima àquela proposta por Dorr (1969) (Figura 2). Deve-se ressaltar aqui que não se está defendendo uma coluna estratigráfica formal, mas apenas se utilizando denominações clássicas que operacionalmente descrevem com eficácia a sucessão de litologias que se encontra na área estudada. A seguir serão discutidas as feições sedimentares encontradas em cada unidade ou grupo de unidades, procurando se estabelecer modelos faciológicos que expliquem convenientemente os dados coletados no campo.

2. FORMAÇÃO MOEDA

Os quartzitos da Formação Moeda são com certeza as rochas mais intensamente estudadas do ponto de vista sedimentológico do Quadrilátero Ferrífero (Guerra, 1979; Villaça, 1981). Este último autor reconheceu e descreveu detalhadamente duas fácies distintas na formação: quartzitos e conglomerados de origem fluvial, a mais comum, e quartzitos finos e filitos de origem litorânea que apareceria na porção mediana da unidade e predominariam no sul do Quadrilátero. Ambos os autores citados concordam que o sentido geral das paleocorrentes é de norte para sul. Nas minhas observações eu registrei a ocorrência de três fácies geneticamente distintas (Figura 3). A primeira foi encontrada na Rodovia dos Inconfidentes nas proximidades de Itabirito e consiste em quartzitos grossos e conglomerados seixosos apresentando estratificação cruzada acanalada de médio porte, unidirecional, sendo que as intercalações de material mais fino são muito raras (alta razão areia/lama). Esta fácies representa aparentemente o registro de um sistema de rios anastomosados (braided) de canais rasos e alta energia. As direções de paleocorrente tomadas nesta região uma vez corrigido o mergulho estrutural, apontam efetivamente para sul. Nas proximidades de Ouro Preto o aspecto da Formação Moeda muda completamente. Aqui predominam quartzitos finos organizados em bancos decimétricos apresentando estratificação horizontal ou cruzada planar de baixo ângulo (Figura 3), muito típica de fácies de praia (Reison, 1984). A menor granulometria e as feições sedimentares confirma a natureza mais distal da sedimentação nesta zona meridional do Quadrilátero. Em apenas um local, no flanco sul do Antidinal de Mariana (Barbosa e outros, 1983), próximo à entrada de Ouro Preto, foi encontrado quartzito médio, moderadamente selecionado, mostrando lâminas bem selecionadas de granulometria diferente e ondulações (ripples) com gradação inversa (Figura 3). As lâminas diferenciais que a rocha apresenta e sua textura peculiar parecem indicar que se tratam de meta-sedimentos de origem eólica (Brookfield, 1984). As observações realizadas sugerem que a sedimentação da Formação Moeda foi controlada por um sistema de rios anastomosados que corriam de norte para sul e eram retrabalhados distalmente numa costa de moderada a alta energia e assim organizados em faixas praias onde eventualmente eram retrabalhados por processos eólicos.

3. FORMAÇÕES BATATAL, CAUÊ E GANDARELA

A sedimentação de plataforma que aparentemente se associava às fácies distais da Formação Moeda implantou-se transgressivamente em toda a região estudada durante a formação dos depósitos que deram origem aos filitos da Formação Batatal, aos itabiritos da formação Cauê e às rochas carbonáticas da Formação Gandarela. O ambiente de plataforma é clássico para estas unidades (Dorr, 1969). Os filitos Batatal são de natureza pelítica e representam as faixas onde o aporte de material terrígeno ainda era suficiente para inibir a sedimentação química ou carbonática. Esses filitos são descontínuos, o que indica a rápida redução da alimentação clástica nesta zona da bacia e transição para o ambiente onde se acumularam as formações ferríferas bandeadas (BIF - Banded Iron Formations) que constituem a Formação Cauê. Essas rochas, compostas por meta-chert e hematita constituem uma sequência tipo superior (Gross, 1965), caracterizadas por sua ocorrência em platafor-

mas estáveis associadas a depósitos clásticos e típicas do Pré-Cambriano Médio a Superior. As formações ferríferas eram aparentemente originadas nesta época devido à maior oxigenação da água do mar em relação à água dos continentes e à atmosfera, em virtude da atuação ainda restrita dos organismos fotosintéticos. Desse modo, o Fe^{+2} lixiviado das rochas da crosta era transportado em solução pelas águas superficiais depletadas em oxigênio para os oceanos onde era oxidado passando para Fe^{+3} insolúvel que se precipitava (Blatt e outros, 1980). Se a zona onde essa reação ocorria fosse caracterizada pela ausência de outros tipos de sedimentação formavam-se aí rochas muito ricas em ferro.

A existência de abundantes formas de vida nas águas da bacia fica evidente pela acumulação de espessos sedimentos carbonáticos (agora com o predomínio de dolomitos) que sucedem transicionalmente e às vezes se intercalam com as formações ferríferas, constituindo a denominada Formação Gandarela. A predominância de carbonatos no ambiente deposicional deve ter sido controlada por fatores climáticos. É provável que vastas áreas com diferentes lâminas d'água tenham assistido a sedimentação carbonática. Eu examinei amostras de dolomitos contendo esteiras algálicas e estromatólitos pouco desenvolvidos coletados por Paulo C. Souza na região da Fazenda Gandarela (quadrícula de Gandarela) e conclui que se formaram num ambiente de inter a supra-maré. No entanto, a ocorrência de fácies de infra-maré e de biolitos de estromatólitos formando recifes não deve ser vista com surpresa na Formação Gandarela.

4. FORMAÇÃO CERCADINHO

Esta formação é caracterizada pela ocorrência de quartzitos e filitos ferruginosos que constituem a unidade mais variada e complexa em termos de fácies terrígenas dentre as mencionadas neste trabalho. A existência de marcas de onda nos quartzitos da Formação Cercadinho já foi reconhecida por Dorr (1969), que os interpretou como sedimentos de plataforma. Na realidade, existem duas faciologias distintas mapeadas como Formação Cercadinho na região de Ouro Preto. A primeira delas consiste numa sequência de quartzitos médios a grossos, localmente finos, organizados em corpos métricos algo lenticulares ou sigmoidais e que às vezes constituem sequências espessando para cima (thicken up sequences), os quais apresentam estratificação cruzada acanalada ou tabular de pequeno porte, superfícies internas de truncamento e características unidirecionais. Localmente se observam lentes de conglomerados granuloso, de filitos e estruturas de fluidização. Exceto na base dos corpos conglomeráticos, feições erosivas não são observadas e os contatos em geral são transicionais. A razão areia/lama na maioria dos afloramentos desta fácies é da ordem de 4:1. A outra fácies que também ocorre muito próxima da primeira, ainda que a passagem de uma para outra não tenha sido identificada, se caracteriza por intercalações centimétrica decimétricas de quartzitos finos e filitos ferruginosos com grande continuidade lateral. A razão areia/lama nesses afloramentos baixa para 2:1. Estratificações internas não foram registradas nestas camadas. Os depósitos que originaram esta última fácies, a julgar pela pequena espessura com grande continuidade lateral das camadas, eram provavelmente turbiditos. As lentes quartzíticas da primeira fácies, pela virtual ausência de feições erosivas e levando-se em conta suas estruturas sedimentares, conformam uma assembléia típica de frente deltaica (Miall, 1984). A associação de depósitos de frente deltaica e turbiditos não é rara e pode ser imaginada se uma grande quantidade de material arenoso for fornecido por correntes de alta energia de natureza torrencial a um corpo receptor incapaz de um retrabalhamento eficaz. Nesse caso parte do material pode se escoar na forma de uma corrente de turbidez. A ação de ondas de tempestade sobre as areias da frente deltaica também pode gerar tais correntes de densidade em zonas onde o intenso acúmulo de areia criar situações instáveis (Carozzi, inf.verbal). Tem-se desse modo um quadro no qual uma frente deltaica espessa se associa a um prodelta arenoso constituído por turbiditos. Os

canais fluviais que alimentavam os deltas da Formação Cercadinho eram certamente anastomosados e provavelmente, dadas às condições fisiográficas do Pré-Cambriano, de natureza torrencial, de maneira que a existência de leques-deltaicos (fandeltas, devido às características dos canais alimentadores) em que frentes deltaicas espessas se associam a turbiditos é uma conjectura plausível para explicar as feições observadas na Formação Cercadinho. Um análogo fanerozóico para esse sistema é o que compõem os arenitos Catu (frente deltaica) e as camadas Caruaçu (turbiditos) da Bacia do Recôncavo, no estado da Bahia (Bruhn, inf. verbal). O sistema Cercadinho portanto pode ser modelado como um complexo de leques deltaicos que interromperam a sedimentação de plataforma que vinha dominando a bacia.

5. FORMAÇÕES FECHO DO FUNIL, TABOÕES E BARREIRO

A regressão deposicional organizada pelo complexo de leques deltaicos Cercadinho foi interrompida por uma sequência transgressiva que é caracterizada primeiramente pelos filitos dolomíticos da Formação Fecho do Funil e que prossegue com os filitos grafitosos da Formação Barreiro. Ambas as formações podem ser enquadradas como depósitos pelíticos de plataforma ou de bacia profunda. Por seu posicionamento estratigráfico recobrimdo depósitos deltaicos e dada a presença de lentes de dolomitos considera-se a Formação Fecho do Funil com sendo de águas mais rasas do que a Formação Barreiro, na qual a riqueza de matéria orgânica indica condições anóxicas mais profundas. O quartzito Taboões conforme a descrição de Dorr(1969) aparece no contato entre as duas formações, sendo de natureza descontínua. Esta unidade não está mapeada na região de Ouro Preto mas aparentemente aflora no sul da cidade na forma de uma delgada camada de quartzito fino intercalado centimétrica a decimetricamente com filitos, sendo que os estratos apresentam grande continuidade lateral. Por esses caracteres geométricos e pelo contexto deposicional das formações onde está inserido o quartzito Taboões pode ser interpretado como sendo uma sequência produzida por correntes de turbidez nas partes mais profundas da bacia.

6. FORMAÇÃO SABARÁ

Dorr (1969) descreveu a Formação Sabará como sendo uma assembléia eugeossinclinal constituída predominantemente por filitos micáceos e cloréticos. Ladeira e Viveiros(1984), num trabalho em que proposições estratigráficas são feitas quase que exclusivamente com base em dados estruturais, a consideram como equivalente ao Supergrupo Rio das Velhas, que ocorre subjacente à Formação Moeda. Eu não estudei as rochas da Formação Sabará detalhadamente, a não ser em um afloramento no anel rodoviário de Ouro Preto, onde ocorrem diamictitos de origem duvidosa. A faixa de afloramento da Formação Sabará na região estudada favorece a interpretação de Dorr (1969), inclusive no que se refere ao seu contato discordante com quartzitos do Grupo Itacolomi, mas este tipo de discussão foge ao escopo deste trabalho.

7. GRUPO ITACOLOMI

Os quartzitos e meta-conglomerados do Grupo Itacolomi apresentam feições sedimentares preservadas, muitas das quais já foram reconhecidas por diversos autores (Dorr, 1969). Na seção da unidade que aflora na encosta do Pico do Itacolomi aparece uma zona com quartzitos grossos e conglomerados, nos quais fragmentos líticos e filitos e de quartzitos são comuns, e que mostram estratificação cruzada tabular e acanalada de médio porte com características unidirecionais e corpos de meta-conglomerados que aparecem ocupando estruturas de corte e preenchimento (Figura 4). Depois de uma intercalação de filitos a seção quartzítica do topo da elevação apresenta granulometria predominantemente média e as estruturas, ainda estratificação cruzada acanalada ou tabular unidirecionais, passam a ser de médio a grande porte. As feições observadas sugerem que as rochas do Grupo Itacolomi foram acu-

muladas por um sistema de rios anastomosados (braided), sendo os canais rasos e de alta energia na parte inferior e mais profundo e com energia moderada na parte superior. A intercalação de filitos pode representar o produto de sedimentação lacustre.

8. CONCLUSÕES

O metamorfismo de baixo grau preserva uma série de feições sedimentares nas rochas com esta origem, as quais podem ser reconhecidas no campo com relativa facilidade, mesmo nas zonas com grau de formação algo acentuado. Um exemplo pode ser visualizado pela identificação e modelagem de fácies na região de Ouro Preto, localizada na porção sudeste do Quadrilátero Ferrífero. A figura 5 exhibe os diversos sistemas deposicionais reconhecidos nas formações que afloram na área estudada e, se a seqüência estratigráfica usada como base para o trabalho estiver correta, a possível evolução da bacia onde os meta-sedimentos originalmente se formaram. A modelagem faciológica é um instrumento muito útil no estudo de terrenos de metamorfismo pouco avançado pois permite que se estime a geometria pré-metamórfica das formações, que se faça previsões acerca do seu comportamento lateral, que se use as feições sedimentares na comparação de unidades discretas, de modo que se parta de um quadro mais realista da situação original ao se tentar analisar a história metamórfica e deformacional das seqüências, responsável adicional pelas relações espaciais hoje apresentadas pelas diversas formações.

9. BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, A.L.M.; LADEIRA, E.A. e FERREIRA, C.M. - 1983 - Excursão Geológica nos Arredores de Ouro Preto e Mariana: Estratigrafia e Tectônica dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas dos Distritos de Ouro Preto e Mariana e Jazida de Topázio de Vermelho, Saramenha. In: Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 478-483
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V. e MURRAY, R.C. - 1980 - Origin of Sedimentary Rocks. 2 ed. Englewood Cliffs, New Jersey. 782 p.
- BROOKFIELD, M.E. - 1984 - Eolian Facies. In: WALKER, R.G.ed.Facies Models. Geos. Canada Rep. Series nº 1.p. 91-104.
- DELLA FAVERA, J.C. - 1982 - Facies Sedimentares Preservadas na Série Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ciências da Terra, 3, p. 27.
- DORR II, J.N. Van - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641 A. 110 p.
- GARCIA, A.J.V. e FONSECA, M.A. - (no prelo) - Metodologia de Mapeamento Geológico Objetivando a Análise Litoestratigráfica em Terrenos de Rochas Metassedimentares. Revista da Escola de Minas. UFOP. Ouro Preto.
- GROSS, G.A. - 1965 - Geology of Iron Deposits in Canada. I: General Geology and Evaluation of Iron Deposits. Geol. sur. Can. Econ. Rept. 22.
- GUERRA, W.J. - 1979 - Stratigraphic und Sedimentologie des Proterozoischen Moeda - Quartzits der Minas - Serie des Eisernen Vierecks, Minas Gerais Brasilien. Clausthaler Geowiss. Diss. 271 p.

- LADEIRA, E.A. e VIVEIROS, J.F.M. de - 1984 -
Hipótese Sobre a Estruturação do Quadrilátero
Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis.
Boletim nº 4 do Núcleo Minas Gerais da Soc. Bras.
de Geol. 24 p.
- MIALL, A.D. - 1984 - Deltas. In: WALKER, R.G.ed.Facies
Models. Geosc. Canada Rep. Series nº 1.p. 105-118.
- REINSON,G.E. - 1984 - Barrier Island and Associated
Strand - Plain Systems. In: WALKER, R.G.ed.Facies
Models. Geosc. Canada Rep. Series nº 1. p. 119-140
- VILLAÇA, J.N. - 1981 - Alguns Aspectos Sedimentares da
Formação Moeda. Boletim nº 2 do Núcleo Minas Gerais
da Soc. Bras. de Geol. p. 93-137

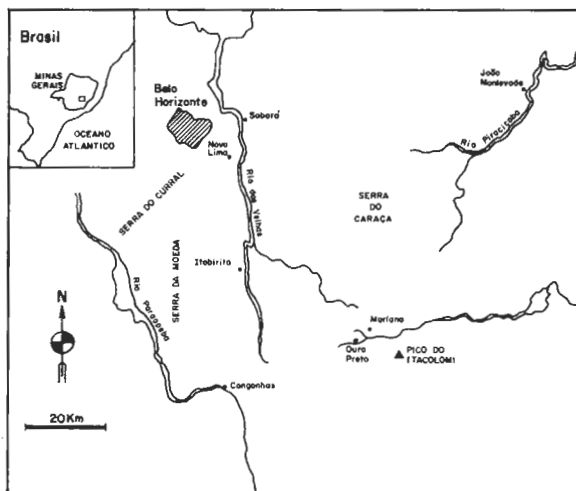


Figura - 1 Localização da área estudada.

G- Itacolomi	(quartzitos)
Fm Sabard	(filitos e quartzitos)
Fm Barreiro	(filitos)
Fm Taboões	(quartzitos)
Fm Fecho do Funil	(filitos)
Fm Cercadinho	(quartzitos)
Fm Gandarela	(carbonatos)
Fm Cauê	(itabiritos)
Fm Batatal	(filitas)
Fm Moeda	(quartzitos)

Figura - 2 Coluna estratigráfica da área estudada.
(adaptada de Dorr , 1969)

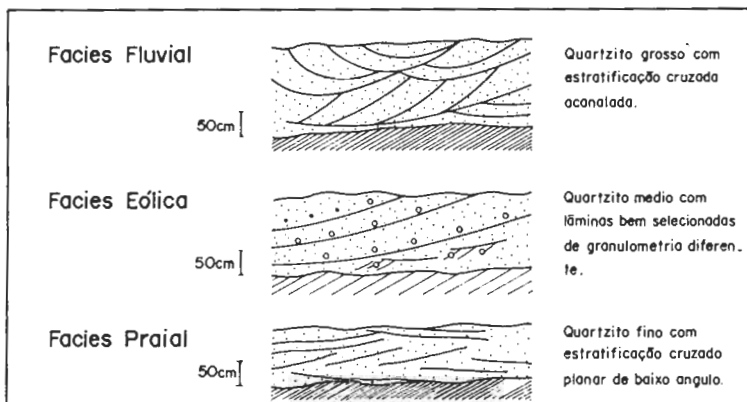


Figura- 3 Facies deposicionais da Formação Moeda.

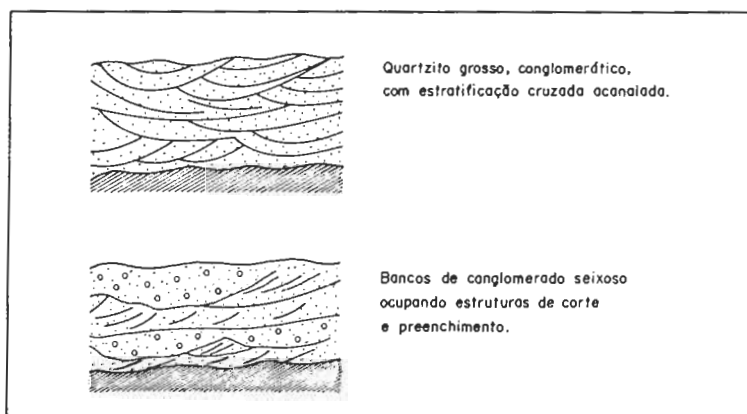


Figura- 4 Facies deposicionais do Quartzito Itacolomi na região do pico do Itacolomi

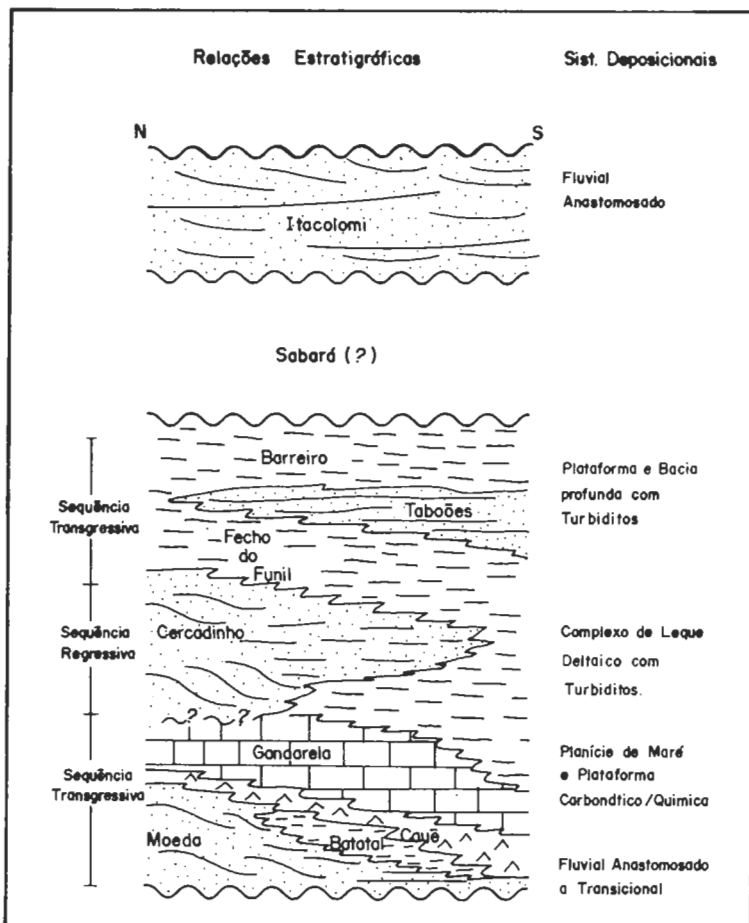


Figura - 5 Relações estratigráficas (baseadas em Dorr, 1969) e possíveis sistemas deposicionais das formações do Quadrilátero Ferrífero na região de Ouro Preto M.G.

EVIDÊNCIAS DA PRESENÇA DE EMBASAMENTO GNÁISSICO - COMPLEXO BELA VISTA - NA ESTRUTURA DOM BOSCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

F.R.M. Pires e Leda M.B. Fraga

Departamento de Geologia - IG/UFRJ

ABSTRACT

In a area previously mapped as "Caraça" ou "Moeda" quartzites (Johnson, 1962) in the Dom Bosco-Ouro Branco quadrangles it have been found several exposures of fresh strongly mylonitized gneisses defined as Bela Vista Complex. These gneisses contains elongated remnants of greenstones of the Nova Lima Group and smeared out included bodies of quartzites and muscovite schists of the Moeda Formation. Xenotime-rich saprolite zone defined upon the weathered gneiss area corroborates the existence and distribution of the gneiss beyond the zone of fresh outcrops. An adjoining area formerly mapped as Piracicaba schists revealed the existence of Nova Lima greenstones and sparse gneiss exposures, implying in the modification of the map. Cross-sections along the northern border of the Bela Vista Complex displayed different Proterozoic stratigraphic sequences suggesting either a fault contact or cryptic depositional process. The unequivocal existence of the Bela Vista gneissic Complex contradicts earlier structural interpretations.

COMPLEXO BELA VISTA

Na região a sul de Dom Bosco limite entre os municípios de Ouro Branco e Ouro Preto, foram identificados afloramentos de gnaisses cataclásticos e miloníticos, e faixas métricas de xistos verdes, sericitizados xistos, quartzo xistos e quartzitos puros. Este conjunto de rochas, em grande parte profundamente alterada hidrotermal e meteoricamente foi mapeado anteriormente (Johnson, 1962) como quartzitos do Grupo Caraça "cortados por diques máficos e veios de quartzo".

A região é caracterizada por relevo esbatido, com muitas voçorocas, típico de morfologia apresentada pelos gnaisses próximos a Lafaiete.

Concentrados de bateia em saprólito gnáissico revelaram a presença de hematita, zircão, epidoto e quartzo em abundância e cianita e topázio imperial em quantidades menores.

Aparentemente os gnaisses formam parte do embasamento do Supergrupo Minas e incluem faixas das litologias citadas. Este conjunto de rochas é cortado por veios de quartzo contendo rutilo, turmalina, Mn/Fe óxidos e um pouco de ouro.

Afloramentos de gnaisses frescos são em geral encontrados no leito dos córregos. Microscopicamente eles correspondem a gnaisses holo-leucocrático, com alternância de faixas concordantes muito ricas em quartzo-microclina (aplito) e partes com textura semi-facoidal são compostos por glomeroblastos de microclina, plagioclásio parcialmente saturizado envolvido por pouco biotita bastante cloritizada.

Diques ou peguenos corpos de granodiorito(?) (Johnson, 1962) ocorrem na área em questão e uma região com concentrações elevadas de xenotímio (Guerreiro, 1972) foi localizada a base de bateia de solos graníticos do complexo.

As características de forte tectônica marcadas por milonitização e cataclase das rochas identificadas no Complexo Bela Vista, que inclui intercalações ou rochas proterozóicas, tem prejudicado a identificação da unidade litoestratigráfica a que pertencem.

Os metassedimentos da Base do Supergrupo Minas encontram-se intercalados (na borda sul do complexo) com rochas provavelmente do Grupo Nova Lima.

Lentes de ortoquartzito (Formação Moeda) situam-se em uma sequência de sericita xistos e granada-clorita sericita xistos(?) que é capeada por camada de Itabirito (Cauê). Orbículos de granada completamente sericitizada por um retrometamorfismo provavelmente de idade Minas, foram identificados nos xistos sericíticos que contêm as lentes de quartzitos. Granadas foram também identificadas em xisto sericítico com sequência de quartzitos e microconglomerados, próximo a área de exposição dos gnaisses (300 m a E de D. Lavrinha).

O Complexo Bela Vista poderia refletir apenas a existência de uma janela erosiva, no entanto, a hipótese do Complexo Bela Vista constituir um "Alto Estrutural" pode ser apoiada pela existência de espesso pacote conglomerático petromictico com seixos e até mega-seixos de quartzito ferruginoso e cinza da Formação Cercadinho, gnaíse alterado e fresco (Kelner et alii, 1983) e xistos diversos em matriz imatura aflorante a N de Bico de Pedra; os seixos com até 25 cm de comprimento, apresentam forte alongação segundo L_2 e F_2 -eixos com atitudes azimutais variando em torno de $110/35$. Esse conglomerado poderia ser interpretado como de idade pós-Cercadinho, pois não apresenta características intratransformacionais, e talvez fosse correlacionável aos conglomerados e grau vacas da Formação Sabará (Gair, 1962). Os contatos que os sobrejacentes metassedimentos Itacolomi fazem com esse pacote de conglomerados são, a nosso ver, claramente estratigráficos, passando desde a Fazenda Alegria até as proximidades do Bico de Pedra. Dessa maneira o pacote conglomerático poderia ser interpretado como de idade pós-Cercadinho e pré-Itacolomi, tendo sido formado parcialmente às expensas de erosão tanto dos gnaisses do Complexo Bela Vista quanto dos quartzitos Cercadinho e demais litologias aflorantes.

Os perfis das figuras 2A e 2B mostram as variações litoestratigráficas complexas nas zonas de contato entre o gnaíse Bela Vista e metassedimentos Minas.

O perfil 2A (ao N de Dores de Bela Vista) mostra um pacote composto por gnaisses na base, sobreposta para 8 m de filito cinza intercalado com quartzito branco com níveis conglomeráticos em faixas métricas, capeada por camada de filito cinza com 12 m de espessura, com delgados bancos de quartzito ferruginoso no topo e um nível de BT (Brown Terrena, Olsen, 1971). Acima ocorre um pacote espesso, subhorizontal de sericita xisto com diminutas aquelas de topázio esparsos octaedros de até 12 cm de diâmetros de magnetita e venulações de muscovita e caolinita(?).

No perfil 2B (próximo ao Papacobra) ocorre um pacote de filito cinza com um banco de microconglomerado entre os quartzitos Moeda (MCM) e Itabirito Cauê (MIC); esse pacote poderia corresponder a Formação Batatal, mas a presença de microconglomerados não foi descrita nesta unidade. Entre os quartzitos Moeda e gnaíse Bela Vista existe zona de milonitização com a existência de fragmentos de quartzo esfumado, estriado, zonas filoníticas e muito fraturadas. Os Itabiritos (MIC) contêm pequenos corpos de talco de granulação finíssima e em direção ao topo ocorre um xisto ferrífero (Fe) em contato com o filito cinza claro (mpf) suposto a Formação Fecho do Funil. Zonas de brecha com fragmentos de quartzo leitoso cimentadas por Fe/Mn óxidos, por vezes especulares, distribuem-se ao longo do contato das unidades.

Nos dois perfis, denotam-se as variações bruscas nas espessuras dos estratos, significativa alternância composicional das camadas e certos hiatos sedimentares. Essas variações podem refletir a presença do Complexo Bela Vista aflorante durante épocas na deposição Minas.

Diques de metabasito e anfibolito (parcialmente aflorados)

de idade pós-Minas e pré-metamorfismo e deformação estão aparentemente orientados subparalelamente ao contato Norte do Complexo podendo indicar certo controle de localização.

Lâminas delgadas do gnaiss Bela Vista demonstram como os minerais se encontram deformados, microcataclásticos e milonitizados. As microclinas apresentam-se com as lamelas de exsolução onduladas e deslocadas, o mesmo ocorrendo com relação aos plagioclásios, geralmente quebrados e com os planos de geminação polissintética recurvados (Figs. 3-A,B,C). Fragmentos de greenstone encontrados nas áreas consideradas anteriormente como "filito Piracicaba", revelaram ao microscópio serem constituídos de clorita, granada, algumas vezes substituída por sericita, quartzo, abundantes minerais opacos e algum plagioclásio e titanita (Fig. 3-D).

CONCLUSÕES

1. A área anteriormente mapeada como "quartzito" Moeda ou Caraça (Johnson, 1962) corresponde a gnaiss milonitizado e cataclástico denominado Bela Vista, na maioria das 8 exposições profundamente alterado, com inúmeras inclusões de quartzitos basais do Proterozóico Minas e greenstones Nova Lima.

2. Vários afloramentos de gnaiss Bela Vista em estado fresco, revelaram textura de severa deformação, mas com paragênese típica composta de microclina-plagioclásio-quartzo-biotita-clorita-zircão e minerais opacos.

3. Em áreas anteriormente mapeadas como "xisto ou filito Piracicaba", foram encontrados vários afloramentos frescos de greenstone Nova Lima com granada em contraste com os pelitos do Grupo Piracicaba, que na área não contém o mineral.

4. Concentrações de xenotímio (Guerreiro, 1972) anteriormente encontradas, sobre o saprolito gnáissico do Complexo Bela Vista corroboram e suportam a distribuição do gnaiss.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq (Bolsa de Pesquisador a F. Pires e de Mestrado a L. Fraga, Proc. nº 30.0006/81 e de Auxílio Proc. nº 40.4931/82) e FINEP pelos recursos, aos colegas F.G. Sobreira, M.T. Neves, ao Dr. Vicente Alves da TIMCIL pelo apoio, somos agradecidos.

REFERÊNCIAS

- DORR, J.V.N. -1969- Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 641-A, 110 p.
- GAIR, J.E. -1962- Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-A 67 p.
- GUERREIRO, M.G.S. -1972- Prospecção Aluvionar Aplicada a Região de Dom Bosco e Morro do Bule, M.G. Dissert. Mestr. Dept. Geol. UFRJ, 49 p.
- JOHNSON, R.F. -1962- Geology and Ore Deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-B, 74 p.
- HERZ, N. -1978- Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 641-C, 81 p.
- KELNER, A.W.A., KELLER, J.V.A. & BECKER, A.P. -1983- Relatório de Estágio de Campo II, Rodrigo Silva, Dept. de Geologia, UFRJ, 43 p.
- OLSEN, D.R. -1971- Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol., 66, p. 626-631.

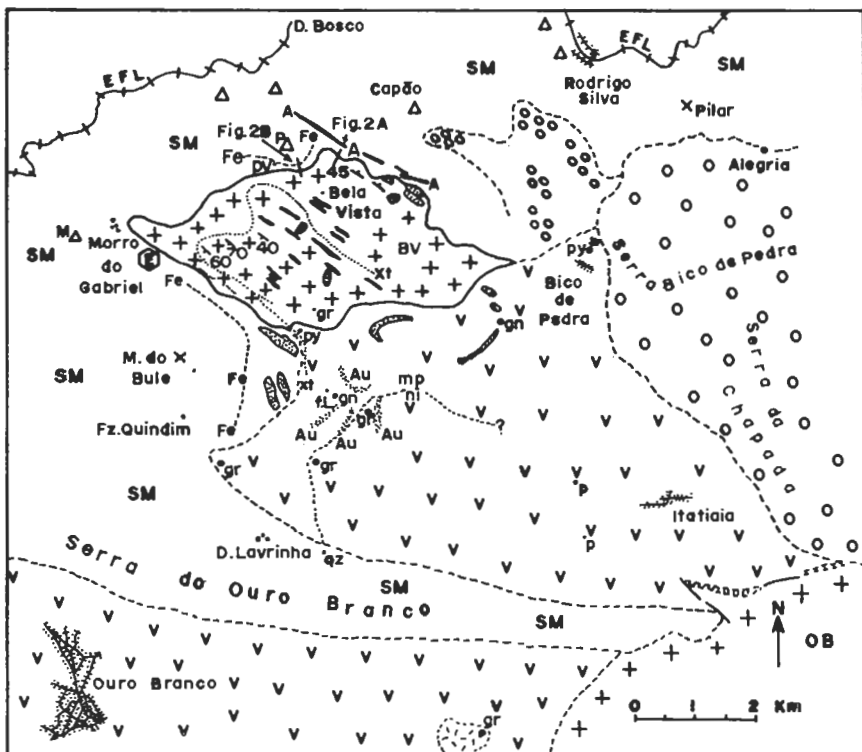


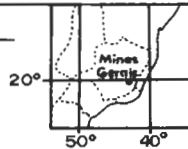
Fig.1. MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO BELA VISTA, Q.F. MG

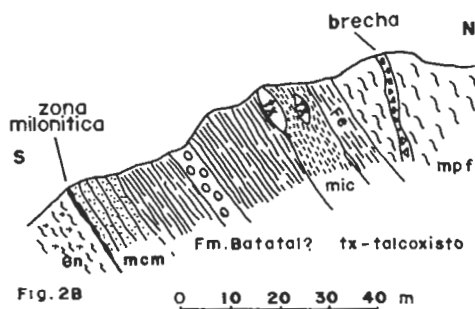
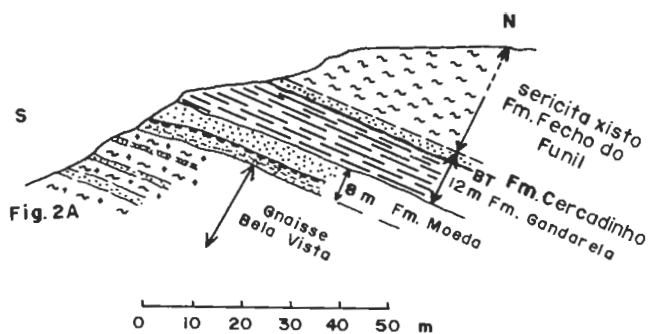
Legenda

- ○ S. Itacolomi
- ⊞ ⊞ Conglomerados pós-Minas e pré-Itacolomi (fm. Sabará?) PROT
- A Anfibólito
- Fe Itabirito Cauê
- SM Supergrupo Minas
- Quartzito Moeda incluído em xisto Nova Lima ou gnaíse
- Cloritaxisto Nova Lima
- V V Grupo Nova Lima
- + + Gnaíse { Bela Vista - BV
Ouro Branco - OB

Ocorrências

- py-pirita
- △ -topázio
- E -euclásio
- Au-ouro
- exposição de gnaíse-BV fresco
- gr-granodiorito mapeado por Johnson (1962)
- Limite da ocorrência de xenotímio mapeado por Guerreiro (1972)
- mp ni Contato suposto entre grupos Piracicaba e Nova Lima por Johnson
- gnai-se, quartzito e pelito seg. Herz (1978)





Figs. 2 - A e B . Perfis mostrando variações lito-estratigráficas nas zonas de contato entre o Gnaiss Bela Vista e metassedimentos Minas. Simbologia: vide texto. Localização dos perfis: Mapa (Fig. 1).

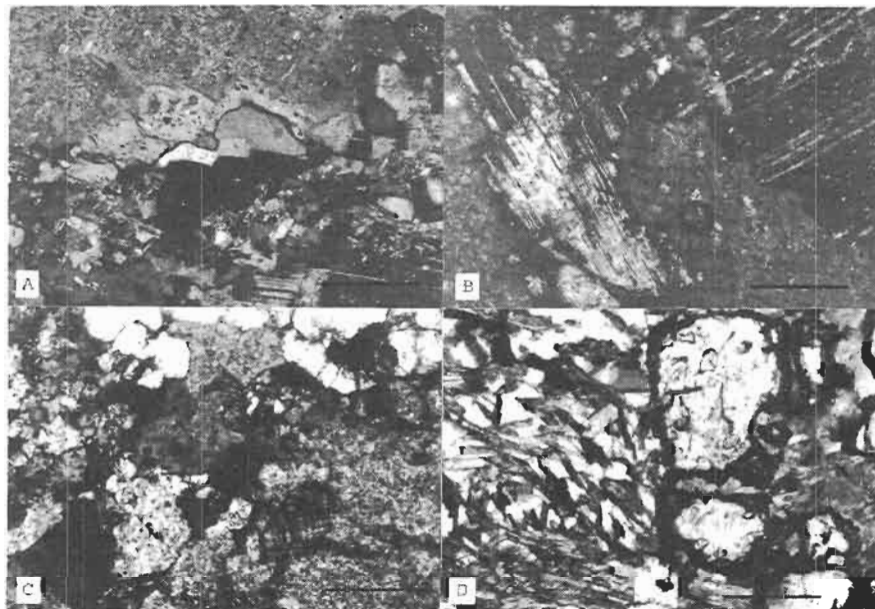


Fig.3 - Gnaiss Bela Vista. A) K-feldspato alterado em contato com material com quartzo e plagioclasio; B) Grandes Porfiroblastos de plagioclasio alterado englobados em K-feldspato. C) Microclina crescendo dentro de K-feldspato alterado em matriz de quartzo e plagioclasio alterado. D) Clorita xisto Nova Lima com granada envolvida por Fe-óxido (negro). Clorita crescendo na sombra de pressão. Barra = 0,2 mm.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA JANELA DE PEDRA, SE DE GOUVEIA-MG

Ricardo Diniz da Costa

Andréa Fonseca

Wílma Maria de Jesus

Ádria Giovanina Scarpelli

IGC-UFMG

ABSTRACT

In the region of Serra Janela de Pedra, SE de Gouveia(MG), three lithostratigraphic units were identified: Infracrustal Sequence, Rio Paraúna Supergroup and Espinhaço Supergroup. Crossing this sequences were founded metabasites.

The Infracrustal Sequence is characterized for granitic rocks (high grade terrains) with oriented k-feldspar mega-crystals. Cataclastic rocks of this sequence show one foliation with diretion NNW/SSE.

The Rio Paraúna Supergroup shows rocks of vulcano-sedimentary type with i - soclinal folds and low metamorphic grade (greenschist facies). The axis of this fold is NNW/SSE and they present vergence for WSW.

Quartzitic, phillitic and metaconglomeratic sequences are interfingering in the base of Espinhaço Supergroup. At the top this sequence is constituted only for quartzites of Galho do Miguel Formation. Two deformative phases are observed; the first is characterized for simetric folds with axis NS and vergence for W and the second provides plunge of the axis of the first. All this sequences are metamorphosed in low greenschist facies.

One recent erosive phase is characterized for continental sediments (alluvium) and for the form of relief remarked.

Quartz, diamond, gold and red clay are the unique mineral needlework in this region but no represent important economic recources.

RESUMO

Na região da Serra Janela de Pedra, SE de Gouveia(MG) foram observadas três grandes unidades lito-estratigráficas, Sequência Infracrustal, Supergrupo Rio Paraúna e Supergrupo Espinhaço. Cortando todas estas sequências encontram-se rochas metamórficas de caráter básico.

Uma fase erosiva recente é marcada por sedimentos tipicamente continentais (aluviões) e que modelou o relevo observado.

Quartzo, diamante, ouro e argila vermelha são os únicos bens minerais explorados na região, apresentando alguma importância econômica.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho foi realizado a partir do relatório de graduação dos autores, tendo sido desenvolvido no Centro de Geologia Eschwege, com o auxílio do Instituto de Geociências da UFMG.

Este descreve o mapeamento geológico de uma região a sudeste de Gouveia, na porção centro-sul da Serra do Espinhaço. A área mapeada foi de 60 km² na escala de 1:25 000 e para tal, foram utilizadas fotografias aéreas do voo da Embrafoto de 1979. Como base topográfica usou-se os mapas de quadriculas de Pedro Pereira e Gouveia, que são ampliações fotográficas das folhas Presidente Kubitschek e Diamantina, de escala 1:100 000, editadas pelo IBGE em 1977.

Desde o fim do século XVIII a região tem despertado o interesse de diversos

pesquisadores. ESCHWEGE foi responsável pelos primeiros trabalhos de real importância. Um resumo dos principais trabalhos e uma evolução dos conceitos geológicos sobre a Serra do Espinhaço podem ser encontrados em RENGER (1979). Trabalhos mais recentes, de cunho regional, são de FOGAÇA & SCHÜLL (1984) e FOGAÇA et al. (1984).

ESTRATIGRAFIA

Foram identificadas, na área mapeada, três grandes unidades litoestratigráficas, distintas pela ambiência geológica, feições estruturais e grau metamórfico.

A unidade mais antiga é representada pela **Seqüência Infracrustal**, que aflora principalmente na porção oeste, perfazendo cerca de 10% da área. Tal unidade é constituída por granitos, protomilonitos e milonitos.

Sobrepostas a esta seqüência encontram-se as rochas do **Supergrupo Rio Paraúna** que distribuem-se na porção oeste, sudeste e sul. Esta unidade é constituída por metassedimentos clásticos com metavulcanitos e "BIFs" subordinados, ocupando cerca de 15% da área.

O **Supergrupo Espinhaço**, constituído de quartzitos, filitos e metaconglomerados é a unidade de maior expressão areal (cerca de 55%) ocupando a porção central e leste da área.

Todas as unidades acima citadas são cortadas por metabásicas que, por vezes, posicionam-se concordantemente com o Supergrupo Espinhaço, perfazendo cerca de 20% da área.

Seqüência Infracrustal

Esta unidade é constituída por rochas de composição granítica que afloram sob a forma de lajeados, pequenos blocos aglomerados ou em voçorocas. Devido ao intenso manto de intemperismo, os melhores afloramentos situam-se ao longo das drenagens.

A litologia predominante desta seqüência é o granito que pode apresentar textura homogênea equigranular média a grosseira ou porfiróide com pórfiros de k-feldspato de até 4 cm e matriz grosseira, ambos leucocráticos. Localmente são encontrados granito melanocrático e sienito. Frequentemente os granitos apresentam-se cataclásicos dando origem a protomilonitos e milonitos. Estas zonas cataclásticas não foram delimitadas devido a sua descontinuidade e ao espesso manto de intemperismo.

Os contatos desta unidade com o Supergrupo Rio Paraúna são marcados por discordância metamórfica e erosiva, mostrando muitas vezes convergência metamórfica para os quartzo-mica xistos da unidade sobreposta. Neste caso os granitos adquirem uma foliação cataclástica e os feldspatos são sericitizados. Nestes pontos os contatos foram traçados onde se verifica o desaparecimento de k-feldspato na composição macroscópica da rocha, visto que os quartzo-mica xistos do Supergrupo Rio Paraúna são desprovidos deste componente mineral.

Localmente a Seqüência Infracrustal está diretamente sotoposta ao Supergrupo Espinhaço, sendo este contato marcado por discordância metamórfica e erosiva. A ausência do Supergrupo Rio Paraúna pode ser explicada pela não deposição ou erosão do mesmo.

A Seqüência Infracrustal é cortada por diques de xisto verde e filito hematítico não mapeáveis na escala deste trabalho.

Supergrupo Rio Paraúna

As rochas deste Supergrupo apresentam-se, via de regra, bastante alteradas, sendo estas regiões caracterizadas por uma cobertura de quartzo de veio. Os melhores afloramentos situam-se na porção noroeste e formam um relevo de cristas íngremes. Quilhas de direção NW-SE desta unidade encaixadas no domínio de granitos, têm sua origem provavelmente associada ao dobramento isoclinal do Supergrupo Rio Paraúna.

Litologicamente esta unidade é constituída por clorita xistos, quartzo-sericitizados, "BIFs" e quartzitos. Os clorita xistos ocorrem principalmente na porção oeste, apresentam teor variável de quartzo e são de origem magmática básica. Quando frescos estes têm cor cinza esverdeada e com a alteração se tornam avermelhados, devido a oxidação de ferro. Os quartzitos apresentam cor branca a rosa carne, granulometria fina e são, geralmente, bem recristalizados e micáceos, podendo conter turmalina. Localmente estes se tornam conglomeráticos, com seixos arredondados e achatados.

dos de tamanho entre 0,5 a 5 cm de quartzo, quartzito, xisto verde e "BIF". Os "BIFs" ocorrem somente na porção sudoeste da área, geralmente como blocos soltos em topos de morros associados a quartzo-mica xistos e xistos verdes. Apresentam granulometria grossa e bandamento milimétrico dado pela intercalação de quartzo/sericita e hematita/limonita.

Os "BIFs" e xistos verdes citados foram agrupados por CARVALHO(1982) sob a denominação de Sequência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira, enquanto os quartzo-mica xistos aqui considerados como Supergrupo Rio Paraúna, foram interpretados como faixas cataclásticas do Embasamento Granítico de Gouveia. As faixas de direção NW-SE foram relacionadas pelo mesmo autor a falhamentos inversos durante o tectonismo da Sequência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira e as faixas de direção N-S relacionadas a falhas inversas do Ciclo Espinhaço. Porém evidências destes falhamentos não foram encontradas no presente trabalho.

A intensa deformação sofrida por este Supergrupo gera o desaparecimento de estruturas primárias, o que associado a complexa distribuição de suas litologias, impedem o cálculo de sua espessura real, mas sua espessura máxima aparente é 300m.

Cortando esta unidade foi observado a noroeste da Serra Santo Antônio um dique clástico de espessura 0,70m de quartzito de granulação fina a média, recristalizado com seixos de quartzo e quartzito de até 3 cm.

Os contatos desta unidade (Supergrupo Rio Paraúna) com o Supergrupo Espinhaço são marcados por discordância erosiva e metamórfica. TURINSKY(1980) interpretou este como tectônico, mas não foram encontradas evidências para tal.

Supergrupo Espinhaço

Com base na descrição das formações do Supergrupo Espinhaço apresentada nos trabalhos de PFLUG(1965 e 1968), foram reconhecidas na área mapeada as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel.

A divisão das formações basais em níveis informais conforme proposto por SCHÜLL & FOGAÇA(1979) não pode ser efetuada na área. Esta impossibilidade é atribuída ao seu posicionamento paleogeográfico entre duas porções de embasamento, provavelmente emersas durante a deposição desta unidade.

Formação São João da Chapada

Esta formação ocorre somente na porção noroeste da área, sendo representada por um pacote pouco espesso (100m) de quartzitos de granulometria média, localmente fina a grosseira, cor branca a amarelada, pouco micáceo e com raras intercalações milimétricas a centimétricas de filito sericitico.

São frequentes nesta unidade estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte e plano paralelas de espessura variável entre 3 e 30 cm, predominando as mais espessas.

O contato desta formação com a superior (Formação Sopa-Brumadinho) é de natureza gradacional e foi marcado onde a granulometria dos quartzitos diminui, o teor de micas aumenta e as estratificações plano paralelas se tornam menos espessas. Este limite coincide com uma quebra de relevo, o que facilita a sua locação também em foto aérea.

Formação Sopa-Brumadinho

Nesta formação podem ser diferenciadas duas fácies, uma fina e outra mais grosseira.

A fácies fina tem espessura bastante variável, apresentando valor médio de 200m. Litologicamente é constituída por quartzitos de granulometria fina, bastante micáceos e coloração branco amarelada, onde localmente são observados níveis ferruginosos e seixos esparsos de quartzo e quartzito. Intercalações métricas de filito sericiticos são frequentes nesta unidade, o que proporciona o aparecimento de um relevo plainado com poucos afloramentos. Em um ponto foi encontrado um metaconglomerado de matriz filítica predominando sobre os seixos de quartzito fino a médio, recristalizado, de cor acinzentada e de quartzo rosado. Estratificações plano paralelas milimétricas e cruzadas tabulares ou acanaladas de pequeno a médio porte são frequentes.

A fácies grosseira tem espessura máxima de 50m e ocorre somente a leste da

área, de forma descontínua, segundo a direção N-S. Litologicamente é representada por quartzitos de cor branca a acinzentada, micáceos, de granulometria fina a grosseira, localmente microconglomeráticos, com numerosos níveis ferruginosos. Estes tem espessura de até 20 cm e encontram-se por vezes dobrados. Ocasionalmente ocorrem intercalações mil a centimétricas de filito sericítico. São encontrados também lentes de pequenas dimensões de metaconglomerado polimítico de matriz fina a média, quartzítica, micácea e ferruginosa com seixos subarredondados e arredondados de tamanho entre 2 e 20 cm de quartzito micáceo, quartzito ferruginoso e quartzo. Estruturas primárias observadas nesta fácies são estratificações cruzadas tabulares de médio porte e plano paralelas de espessura centimétrica.

Na porção sudeste da área, filitos hematíticos intrudiram nesta formação de forma, aproximadamente, concordante. Estes filitos quando frescos apresentam cor acinzentada e alterados adquirem cor avermelhada, devido a oxidação do ferro. Macroscopicamente são constituídos por sericita em forma de olhos ou disseminada, hematita e, às vezes, turmalina.

O contato superior desta formação se faz de maneira concordante, onde os metassedimentos da fácies fina passam gradacionalmente para os metassedimentos mais puros da Formação Galho do Miguel. Este contato foi considerado de origem tectônica por SCHÖLL & FOGAÇA(1981) e por CARVALHO(1982), porém evidências destas falhas não foram constatadas neste trabalho.

Formação Galho do Miguel

É a mais nova unidade do Supergrupo Espinhaço, aflorante na área. Com espessura máxima de 300m, ocorre na parte central, formando grandes serras e localmente origina um relevo aplainado com poucos afloramentos.

É constituído por quartzitos puros, de granulometria fina, cor branca e rosada e frequentemente silicificados à superfície. A base desta unidade apresenta - se micácea e contém ocasionalmente níveis milimétricos ferruginosos e filíticos.

Características desta unidade são estratificações plano paralelas de grande espessura e cruzadas tabulares, tangenciais ou acanaladas de grande porte e subordina damente de pequeno a médio porte. Marcas de onda assimétricas de pequena amplitude tam bém são observadas.

Rochas Metabásicas Pós Espinhaço

Cortando todas as seqüências acima descritas ocorrem metabásicas em forma de diques posicionados ao longo de falhas e fraturas. Estes têm espessura média de 100 m e comprimento máximo de 1km. A leste da área esta unidade apresenta-se concordantemen te com o Supergrupo Espinhaço e cobre grandes extensões. Esta forma "silloide" é evi denciada pela presença de cristas quartzíticas encravadas no solo derivado das meta - básicas que conservam a atitude geral de acamamento e xistosidade.

Quando aflorantes estas rochas apresentam-se sob a forma de matações e blocos subarredondados devido à disjunção esferoidal. De cor verde acinzentada e textura fanerítica média estas rochas são compostas macroscopicamente por feldspato, quartzo, piroxênio e/ou anfibólio.

Nos contatos estas rochas encontram-se localmente xistificadas e estes ge - ralmente são encobertos por um espesso manto de intemperismo, o que dificulta a demar cação dos mesmos.

Aluviões

São sedimentos clásticos de origem fluvial que, acumulados em bancos, cons - tituem os chamados depósitos aluvionares. Na área em apreço este tipo de depósito é encontrado nos leitos e nas planícies de inundação do Ribeirão Datas, Córrego Engenho da Raquel e outros. São compostos por detritos de natureza diversa, encontrando - se desde material areno-argiloso até cascalhos com seixos de litologias e tamanho varia - dos.

PETROGRAFIA E METAMORFISMO

Para a caracterização petrográfica das unidades litológicas, mapeadas na á - rea em estudo, foram descritas vinte e nove lâminas delgadas.

A Sequência Infracrustal é constituída por granitos e granitos cataclásticos, ocorrendo ainda sienitos. Macroscopicamente, o granito apresenta uma granulação grosseira predominante, no entanto pode ocorrer localmente com uma textura homogênea média. Quanto ao índice de cor, predominam os granitos leucocráticos sobre os mesocráticos. São reconhecidos neste granito os seguintes minerais: quartzo, pórfiros de k-feldspato e biotita. Os pórfiros de k-feldspato apresentam uma orientação preferencial (N20E) e chegam a medir em média de 0,5 cm a 4,0 cm.

Ao microscópio apresentam algumas evidências de esforços a que foram submetidos, como geminações tensionadas e fraturamento de cristais de plagioclásio (oligoclásio). Entretanto, apresentam ainda a textura granítica típica (granular hipidiomórfica). Sua mineralogia consta basicamente de quartzo, microclina, plagioclásio (oligoclásio e/ou andesina), biotita e muscovita. Os minerais acessórios estão representados pelo zircão, epidoto, apatita, titanita, turmalina, clorita e opacos (magnetita).

Baseado na classificação de HIGGINS (1971), foram identificados na área protomilonitos e milonitos em rochas do embasamento. Em escala megascópica, estas rochas são caracterizadas por uma foliação, e apresentam uma textura granular grosseira, sendo constituídas, principalmente, por quartzo, k-feldspato e sericita. Os grãos de quartzo e feldspato encontram-se orientados segundo esta foliação, estando geralmente dispostos como "augens", envolvidos por planos micáceos. Microscopicamente mostram uma composição essencial de quartzo, microclina, plagioclásio (oligoclásio ou andesina), biotita, muscovita, clorita e sericita. Como acessórios encontram-se zircão, epidoto, apatita e magnetita.

O sienito foi definido macroscopicamente como um granito mesocrático de granulação homogênea média, constituído, basicamente, por anfibólio, quartzo e feldspato. Entretanto a análise microscópica mostrou a alta relação k-feldspato/plagioclásio e uma baixa porcentagem de quartzo. A rocha constitui-se, essencialmente, de anfibólio (hornblenda, 25%), k-feldspato (30%), plagioclásio (oligoclásio, 10%), biotita (15%). Os acessórios e os minerais secundários (quartzo, zircão, apatita, turmalina, epidoto e titanita) perfazem aproximadamente 20% e os opacos também estão presentes.

HOFFMANN (1979, in COSTA & SILVA, 1982) determinou para a formação destas rochas uma temperatura de 650-680°C e pressão de 4 a 5 kbar. Estas condições são características para o metamorfismo de grau forte, segundo WINKLER (1977), que explica o desaparecimento da muscovita na presença de quartzo e plagioclásio a pressões acima de 3,5 kbar.

Um retrometamorfismo posterior atuou também nestas rochas, sendo evidenciado pelas transformações mineralógicas; cloritização da biotita, saussuritização e sericitização dos feldspatos e microclinização. Este retrometamorfismo estaria associado aos eventos Rio Paraúna e Espinhaço.

O Supergrupo Paraúna está representado por xistos máficos, quartzo mica xistos, mica xistos, quartzitos, quartzitos conglomeráticos e "BIFs".

Os xistos máficos, macroscopicamente são compostos por sericita, clorita, muscovita, quartzo, turmalina, magnetita e sulfetos. Apresentam-se geralmente com alto grau de alteração, o que impossibilitou a confecção de seções delgadas.

Os quartzo-mica xistos apresentam-se com uma coloração cinza claro averdeada ou mesmo rósea a avermelhada. Tratam-se de rochas metapelíticas compostas por quartzo, muscovita, sericita, turmalina, opacos (magnetita) e zircão como mineral acessório. Termos transicionais para metassedimentos mais finos são representados por sericita (muscovita) - quartzo xistos e sericita xistos.

Os quartzitos em escala macroscópica caracterizam-se pelo alto grau de recristalização e pela presença de filossilicatos (muscovita) e turmalinas. Apresentam uma granulação de fina a média e coloração cinza a róseo avermelhada. Os quartzitos com glomeráticos compõem-se basicamente de uma matriz de granulação fina e cor rósea, com seixos pequenos (2 cm) subarredondados de quartzo, jaspilito, "BIF", quartzito ferruginoso e predomínio de seixos de até 5 cm de quartzitos micáceos.

Os "BIFs" são compostos por níveis milimétricos de quartzo e hematita intercalados. Ao microscópio os níveis predominantemente hematíticos, apresentam concentrações de limonita e filossilicatos e nos níveis quartzosos os grãos de quartzo mostram-se com as bordas lobuladas, às vezes poligonizados e com extinção ondulante.

Os dados petrográficos obtidos revelam, para esta sequência, um metamorfismo de grau fraco, baseado na ocorrência de clorita em contato com a muscovita. Segundo WINKLER (1977), a clorita não tendo contato com a muscovita, pode persistir até temperaturas bem mais elevadas, mas existindo o contato, esta associação desaparece em me-

tamorfismo de grau médio.

O Supergrupo Espinhaço está representado litologicamente por quartzitos micáceos, ferruginosos, filitos hematíticos, filitos sericíticos, metaconglomerados e quartzitos micro-conglomeráticos.

Em seções delgadas, os quartzitos apresentam-se com uma textura granoblástica (poligonal) e granulação variável de fina a média. Os filossilicatos e os minerais de ferro (especularita) dispõem-se com certa orientação, ocupando espaços intra granulares ou contornando levemente os grãos de quartzo. Quando em percentagens maiores que 10%, conferem à rocha uma certa xistosidade.

Os filitos sericíticos em seções delgadas apresentam-se compostos essencialmente por sericita (55%) e quartzo (35%). Os minerais acessórios (turmalina, zircão e opacos) perfazem um total de 10%, aproximadamente. A orientação dos filossilicatos de fine uma textura lepidoblástica. Os grãos de quartzo ocorrem estirados e com extinção ondulante.

Os filitos hematíticos de cor cinza clara a cinza escura, quando alterados adquirem uma coloração avermelhada. Em seção delgada sua composição mineralógica básica consta de sericita (70%) e opacos (hematita e/ou magnetita, 30%). A turmalina, clorita e muscovita aparecem como minerais acessórios. Apresentam-se com uma textura bandada formada pela alternância de níveis ricos em micas e em opacos. O alinhamento destes minerais realça duas direções de xistosidades, nas quais localmente observa-se transposição de Sn por Sn+1. A turmalina ocorre como formas prismáticas e aciculares radiadas nos planos de xistosidade.

Nos quartzitos microconglomeráticos observa-se uma matriz de granulação fina a média, composta por quartzo e especularita (85%), com seixos milimétricos de quartzo subarredondados a angulosos, que perfazem aproximadamente 15%. Os metaconglomerados geralmente contêm matriz fina constituída, essencialmente, por quartzo, quartzito e micas, com níveis ferruginosos concordantes com a xistosidade. Os seixos, até matacões, predominam sobre a matriz, e são compostos por quartzito ferruginoso, quartzo e quartzito micáceo, arredondados a subarredondados, e tamanho centimétrico (2 a 25 cm).

Baseado na preservação de estruturas sedimentares e na paragênese sericita + biotita dos filitos hematíticos, KNAUER(1984) sugere um metamorfismo de baixo grau, segundo WINKLER(1977), para o Supergrupo Espinhaço.

As rochas metabásicas pós-Espinhaço, macroscopicamente, apresentam-se com uma textura maciça, granulação fina a média e coloração cinza esverdeada a verde escura, quando alteradas mostram-se com uma coloração castanho avermelhada.

A análise microscópica mostra uma textura granular às vezes ofítica e uma com posição mineralógica representada essencialmente por anfibólio (actinolita e hornblenda) e plagioclásio (labradorita e/ou oligoclásio). Como minerais acessórios aparecem epidoto, clinozoisita, zoisita, clorita, leucóxênio, biotita, quartzo e opacos. O anfibólio aparece como constituinte maior e pode representar o produto da uralitização dos piroxênios, mas relíctos deste mineral só puderam ser observados em poucas lâminas.

Com base nas descrições microscópicas, estas rochas são classificadas como metagabros e/ou metadioritos. Os dados petrográficos revelam a seguinte associação mineralógica: actinolita + clorita + clinozoisita/epidoto, sugerindo um metamorfismo de grau fraco, segundo WINKLER (1977).

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área em estudo encontra-se no flanco leste do Anticlinório de Gouveia e suas rochas apresentam deformações de caráter policíclico, sendo esta dividida em rúpteis e dúcteis.

Deformações Dúcteis

As rochas graníticas da Sequência Infracrustal apresentam uma foliação cuja direção NNE/SSW é caracterizada pela orientação dos porfiroblastos de K-feldspato. Este deve ser o inventário estrutural mais antigo da região (fase F₁) e pode ter-se originado no fim da tectogênese que gerou estes anatexitos ou estar relacionado a um outro evento mais antigo que F₂. Posteriormente, uma foliação cataclástica de direção NNW/SSE foi superimposta a estas rochas, sendo correlacionadas à fase F₂. Esta foliação é observada próximo do contato dos granitos com os quartzito-mica xistos do Su -

pergrupo Rio Paraúna, o que dificulta sobremaneira a identificação destes.

As rochas do Supergrupo Rio Paraúna apresentam-se dobradas isoclinalmente com eixo B_2 de direção NNW/SSE e vergência para WSW (SCHÖLL & FOGAÇA, 1979). Associada a este dobramento desenvolveu-se uma xistosidade, S_2 , que é localmente observada. A xistosidade predominante apresenta um máximo N11E/43SE coincidente com o da xistosidade S_3 , definida nas rochas do Supergrupo Espinhaço. Isto pode estar relacionado a uma reorientação da xistosidade S_2 durante a fase F_3 , nas proximidades de contato entre estes Supergrupos.

Dois xistosidades foram observadas em alguns pontos, onde a mais antiga encontra-se crenulada. Esta pode representar resquícius de S_2 transposta por S_3 , ou então, resultar de uma fase anterior a S_2 transposta por esta, reorientada segundo S_3 . Foram observadas duas fases deformativas, F_3 e F_4 , provavelmente relacionadas ao Ciclo Espinhaço de SCHÖLL & FOGAÇA (1981). A primeira fase é evidenciada por dobras de diversas escalas e eixo B_3 de direção aproximadamente NS. As dobras menores, simétricas e suaves, apresentam comprimento de ordem métrica a decamétrica. As dobras maiores, francamente assimétricas com vergência para W, possuem dimensões até quilométricas e são observáveis apenas na paisagem. TURINSKY (1980) trabalhando na região da Serra da Catinga, considera esta como um grande sinclinal onde o flanco leste encontra-se invertido, o que não pode ser comprovado no presente trabalho. A noroeste da Serra Santo Antônio foi identificada uma dobra-falha, onde uma falha inversa de pequena dimensão é formada no centro de um sinclinal bastante assimétrico.

A xistosidade, S_3 , característica das rochas deste Supergrupo, apresenta mergulhos para E e atitude média N11E/43SE, estando relacionada a dobras de 1ª ordem do Anticlinório de Gouveia. Nas proximidades das charneiras das dobras menores, a xistosidade se apresenta subvertical. Em alguns pontos foram observadas duas xistosidades, onde a mais antiga é paralela ao acamamento. UHLEIN (1984), trabalhando a norte da área, considera esta xistosidade como pertencente a uma primeira fase deformativa de eixo EW isoclinal e recumbente, associando a ela as lineações mineralógicas (sericita, especularita e quartzo) e o estiramento dos seixos dos metaconglomerados. Como não foram encontradas evidências comprobatórias desta fase, prefere-se aqui considerar esta primeira "xistosidade" como formada pela pressão litostática, e associar as lineações mineralógicas à fase F_3 . Estas lineações são paralelas ao eixo tectônico a_1 , o que pode indicar que estas formaram-se em planos de cisalhamento e que a xistosidade S_3 , é na realidade uma clivagem de fratura bem desenvolvida. Evidências de transposição foram observadas em lâminas delgadas de filito hematítico.

A fase F_4 ocasiona o caimento dos eixos B_3 não gerando uma nova xistosidade. Localmente, na Serra do Salitre, a superposição destas duas fases leva ao aparecimento de uma estrutura braquissinclinal, o que parece ser mais generalizado, mas evidências determinantes não foram encontradas.

Deformações Rúpteis

As estruturas rúpteis observadas na área são na sua maioria relacionadas às fases deformativas do Evento Espinhaço, à exceção das falhas de direção NNW/SSE que ocorrem a oeste da Serra Santo Antônio, provavelmente relacionadas à fase F_2 . Juntas de falhas de direção WNW/ESE e ENE/WSW devem corresponder às zonas de cisalhamento da fase F_3 . Falhas/fraturas de direção EW, observáveis principalmente nos quartzitos da Formação Galho do Miguel, podem representar uma fase distensiva ou compressiva, estando relacionadas à reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento pré-Espinhaço. Estas estruturas EW e, localmente, zonas de cisalhamento WNW/ESE e ENE/WSW serviram de conduto para a intrusão de corpos básicos no fim deste evento. Evidências de uma tectônica mais nova, relacionada ao Ciclo Brasileiro, não foram observadas, mas esta deve estar presente.

ASPECTOS GEO-ECONÔMICOS

A área pesquisada apresenta como bens minerais o quartzo, além do ouro, diamante e argila vermelha. Como ocorrências minerais cita-se: caulim, quartzitos e "BIP". Pode-se ainda especular sobre possíveis mineralizações de ouro, prata, cobre e zinco nos xistos máficos do Supergrupo Rio Paraúna.

O quartzo é explotado na região através do processo de catagem, realizado por moradores desta e as poucas lavras deste mineral encontram-se sem atividade. A LIASA SA - Ligas de Alumínio SA é responsável pela comercialização e transporte deste bem

mineral, que é utilizado como matéria-prima para a produção de silício metálico em Pirapora, MG.

O ouro e o diamante são explorados de maneira conjunta, através de garimpos semi-mecanizados nos principais córregos e ribeirões da área. A produção destes garimpos é difícil de ser estimada, mas certamente é pouco expressiva.

A argila vermelha, resultante da alteração intempélica das rochas metabásicas, é lavrada manualmente no extremo leste da área, servindo de matéria-prima para uma olaria rudimentar aí localizada, não apresentando nenhum significado econômico.

O caulim e os "BIFs" são ocorrências minerais de difícil aproveitamento, pois apresentam-se em depósitos pouco espessos. Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, apresentam uma maior potencialidade econômica, pois são amplamente distribuídos e podem ser lavrados de modo relativamente simples. Os xistos máficos poderiam ser considerados de grande potencialidade econômica, não fosse sua aparente pouca espessura.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Sequência Infracrustal é constituída essencialmente por rochas graníticas de alto grau metamórfico e idade arqueana. Esta apresenta um padrão estrutural de direção preferencial NE/SW, que pode ter sido causado por um tectonismo distinto (SCHÖLL & FOGAÇA, 1981) ou por um metamorfismo tardio (HOFFMANN, 1983).

Antes da deposição da unidade sobrejacente houve uma grande fase erosiva e subsidência de uma imensa região cratonizada originando uma bacia de relevo irregular.

O Supergrupo Rio Paraúna apresenta características de ambiente de "greenstone belt" (PFLUG et al., 1980), sendo assim, parte integrante do embasamento arqueano pré-Espinhaço. Deformação e metamorfismo referentes ao Evento Rio Paraúna afetaram a bacia, causando dobramentos isoclinais de direção NW/SE com vergência para SW e processos de retrometamorfismo marcantes na Sequência Infracrustal.

Uma fase erosiva precede o processo de riftamento e a formação da bacia deposicional do Supergrupo Espinhaço, segundo PFLUG et al. (1980).

Oscilações regressivas e transgressivas marcam a deposição das duas formações basais deste Supergrupo. Durante a deposição da Formação São João da Chapada a linha costeira provavelmente cortava a área. Enquanto deposita-se a Formação Sopa-Brumadinho, a porção W da área permanece emergida, constituindo o alto estrutural de Gouveia. Esta formação foi dividida em fácies devido suas características cronoestratigráficas. A fácies fina é depositada em um ambiente marinho raso de baixa energia, o que confere a ela estruturas primárias como estratificações cruzadas de pequeno a médio porte. A deposição da fácies grosseira (quartzitos ferruginosos e metaconglomerados) é controlada pela presença de altos topográficos na bacia, refletindo um ambiente marinho raso de alta energia. Rochas magmáticas de caráter básico (filitos hematíticos) intrudem na unidade acima descrita sob forma de um corpo "silloide". A Formação Sopa-Brumadinho é recoberta por um espesso pacote de arenitos puros, Formação Galho do Miguel. Segundo SCHÖLL & FOGAÇA (1979) uma grande subsidência marcada em toda a região proporciona o deslocamento da linha de costa para W, consequentemente, a deposição desta Formação ocorre em águas mais profundas, ainda em ambiente plataformal.

No Proterozóico as unidades acima descritas estiveram sujeitas a um processo de dobramento e metamorfismo, relacionado ao Evento Espinhaço. A deformação deste Supergrupo ocorre, preferencialmente, de E para W, em direção ao craton. Na área mapeada este evento é caracterizado por dobramentos abertos e assimétricos de eixos aproximadamente NS e vergência para W, e ainda, nas unidades subjacentes, causa retrometamorfismo e provável reorientação de estruturas pré-existentes. Uma segunda fase compressiva de menor esforço ocasiona um caimento dos eixos.

Posteriormente, nas falhas/fraturas e contatos de filitos com quartzitos, alojam-se diques e corpos "silloides" de rocha metabásica de formação tardi e pós-tectônica. Estas rochas apresentam um grau metamórfico baixo, coincidente com o alcançado pelo Supergrupo Espinhaço.

Os reflexos do Ciclo Brasileiro são inseparáveis aos do Evento Espinhaço, pelo fato de tanto o metamorfismo quanto as direções estruturais serem idênticas. Este ciclo reativou importantes sistemas de falhas inversas e de empurrão na região do Espinhaço (SCHÖLL & FOGAÇA, 1979).

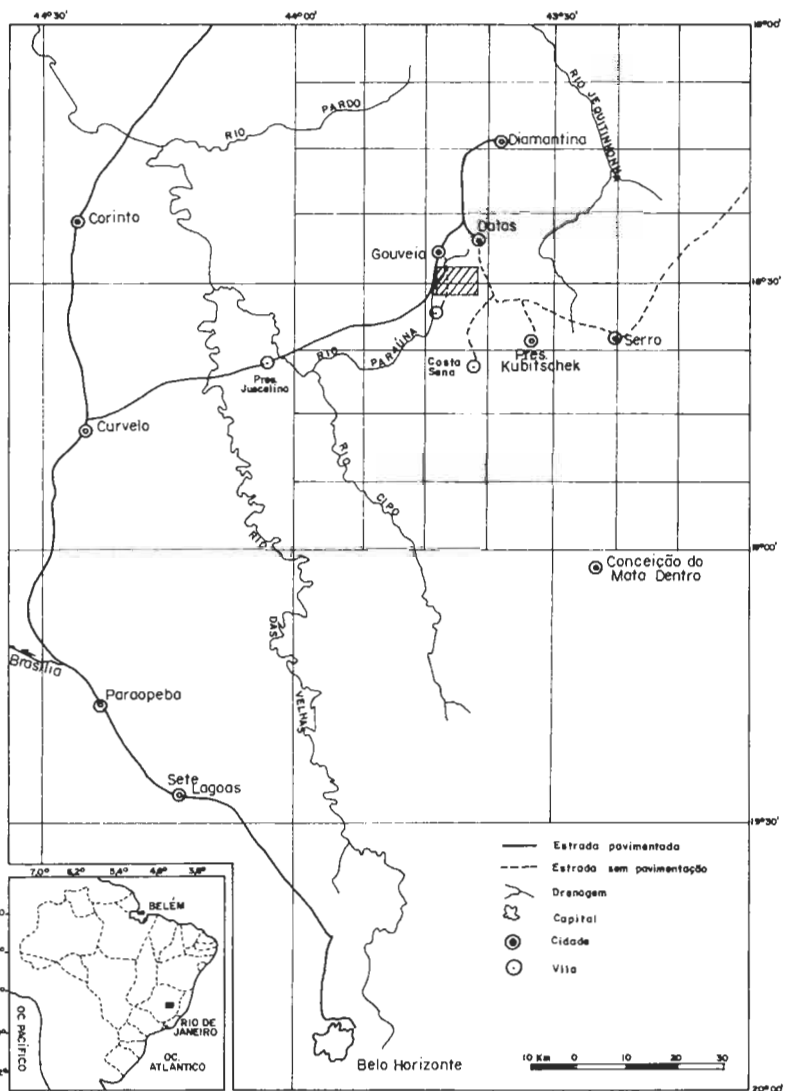
Ainda, segundo estes autores, após o Pré-Cambriano toda a região é sujeita apenas a movimentos epigenéticos. Uma grande peneplanização é atribuída ao Terciário

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Alexandre Uhlein pela orientação; ao Centro de Geologia Eschwege e ao IGC-UFMG, pela ajuda financeira; aos colegas L. Guilherme K - nauer e Pedro Ângelo A. Abreu, pelas discussões e estímulo e às Srtas. Ângela M. Pinto e Helga Aleixo, pela confecção das ilustrações e pela datilografia.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, A.S. de, 1982 - Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional (MG-Brasil) - Tese maestr., Univ. Brasília, Dep. Geoc., Brasília.
- COSTA, M.A. da & Silva, R.C.A., 1982 - Mapeamento Geológico da Metade Meridional da Quadrícula de Onça, Gouveia(MG) Rel.Grad. C.G.Eschwege, Diamantina.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D., 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal Arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. XXXIII Cong.Bras.Geol. Vol.VI, p. 2654-2667, Rio de Janeiro.
- FOGAÇA, A.C.C. & SCHÖLL, W.U., 1984 - Estratigrafia e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Região de Guinda e Gouveia(MG) - XXXIII Cong.Bras.Geol. Vol.VI, p. 2654-2667, Rio de Janeiro.
- HIGGINS, M.W., 1971 - Cataclastic Rocks - U.S. Geol. Survey Prot. Paper, nº 687.
- HOFFMANN, C., 1983 - The Costa Sena Group - an Early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil - Zbl Geol. Paleont. Teil J, H. 3/4, p. 446-458, Stuttgart.
- _____, 1983 a - The Archean Peraluminous Gouveia Granite, its structure, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). N.Jb.Miner. Abh., 146 (2), p. 359-371, Stuttgart.
- KNAUER, L.G., 1984 - A Geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais - XXXIII Cong.Bras.Geol. Vol. _____, p.1249-1261.
- PFLUG, R., 1965 - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais - DNPM/DGM. Bol.266, Rio de Janeiro.
- PFLUG, R., 1968 - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais - DNPM/DGM. Not.prel.Est., 142, Rio de Janeiro.
- PFLUG, R.; HÖPPE, A. & BRICHTA, A., 1980 - Paleogeografia do pré-cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Deutsch Forschungsgem. Nuevos resultados de la investigacion geocientifica alemana em Latinoamerica. p. 33-40. Boppard.
- PFLUG, R. & RENGGER, F.E., 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton San-franciscano - XXVII Cong.Bras.Geol. Anais 2, p.5-19, Aracaju.
- RENGGER, F.E., 1979 Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço - I Simp. Geol.Minas Gerais. Bol.1, p.27, Diamantina.
- SCHÖLL, W.U., 1980 - Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia, na região de Diamantina, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Münster. Forsch. Geol.Paläont. 51, p.223-240, Münster.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C., 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina - I Simp.Geol. de Minas Gerais. Bol.1, p.55-73, Diamantina.
- _____, 1981 - geologia das Quadrículas de Guinda e Gouveia - Rel. int. C.G. Eschwege, Diamantina.
- TURINSKY, R., 1980 - Mapeamento geológico de detalhe da região Sul de Datas e Gouveia (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil)- Münster Forsch. Geol.Paläont.51, p. 279-294, Münster.
- UHLIN, A., 1984 - Análise estrutural nas formações inferiores do Supergrupo Espinhaço da região de Datas - MG - XXXIII Cong. Bras. Geol. Vol.VII, p. 3118-3142, Rio de Janeiro.
- WINKLER, H.G.F., 1977 - Petrogêneses das rochas metamórficas. 4ª ed., trad.: Burger Jr., Ed. Edgard Blücher Ltda, Porto Alegre.



SIMPLIFICADO DA CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO (1978)

MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO

DES. PINTO, A. M.

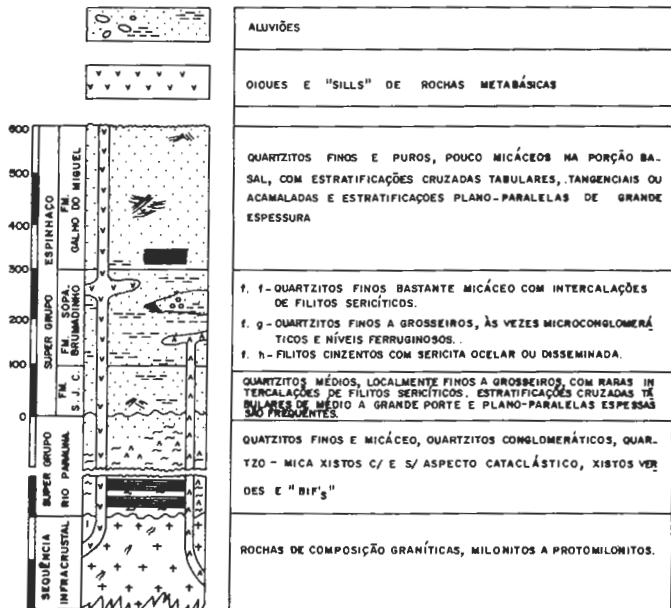
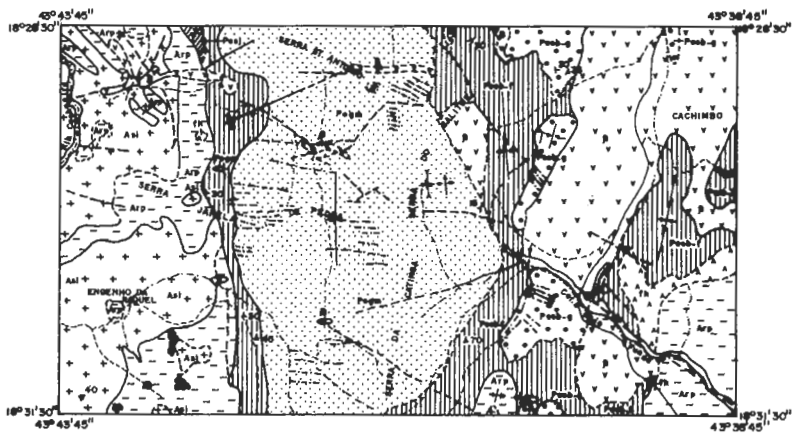


FIG. - COLUNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DA REGIÃO DA SERRA JANELA DE PEDRA, SE DE GOUVEIA.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA SERRA JANELA DE PEDRA, SE DE GOUVEIA



0 300 600 900 1800

Terciário - Quaternário

TQ 01 ALUVIÃO

Proterozóica

SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Pe 9 m FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO

Pe 9 b 1 FACIES FINA Pe 9 b 2 FACIES GROSSEIRA

FORMAÇÃO SÃO JOÃO DA CHAPADA

Arqueono

SUPERGRUPO RIO PARALINA

Arp

SEQUÊNCIA INFRACRUSTAL

IC

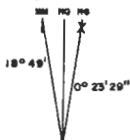
Rochas Metamórficas

M

- CONTATO DEFINIDO
- - - CONTATO APROXIMADO
- - - FALHA INDETERMINADA
- - - FALHA PROVÁVEL
- - - FALHA VERTICAL
- FRATURAS
- ANTICLINAL
- ANTICLINAL C/ CAIMENTO
- SINCLINAL
- SINCLINAL C/ CAIMENTO
- SINCLINAL C/ DUPLO CAIMENTO
- SINCLÍNÓRIO

- RODOVIA PAVIMENTADA
- - - RODOVIA SEM PAVIMENTAÇÃO TRÁFEGO PERIÓDICO
- DRENAGEM

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1977
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA. PRES.
KUBITSCHER



A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
AUMENTA 8' ANUALMENTE

BASE PLANIMÉTRICA OBTIDA PELA
AMPLIAÇÃO DAS FOLHAS PRESIDEN
TE KUBITSCHER E DIAMANTINA, 1962
(1977) ESC. 1:100.000.

DES. PINTO, A. M.

COMPORTAMENTO FACIOLÓGICO DAS ROCHAS QUARTZÍTICAS E CONGLOMERÁTICAS DA FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO (NÍVEL E) NA REGIÃO DE COSTA SENA -MG

A.C.C. Fogaça
DEGEO - IGC - UFMG

M.A. Martins Neto e H.B.O.R. Costa
Bolsistas CPq-UFMG

ABSTRACT

The clastic sequence of the SopaBrumadinho Formation (Proterozoic) discussed here comprises a 60-to-150m thick association that can be correlated to the "Nível E" of SCHOLL & FOGAÇA (1979). Distinguishing sedimentological and stratigraphic characteristics leads to its subdivision in to three units, the sub-facies A, B and C, which are differentiated by lithology (composition and grain size) and by physical sedimentary structures.

The sequence provides an opportunity for the study of coarse-grained nearshore-marine sediments and the delineation of the interaction of various processes during deposition. The overall association of metaconglomerates and quartzites in the Costa Sena region is a superbly exposed example of a coarse-grained sequence probably deposited in a high-energy, shallow-marine environment, near an active continental margin. Some features of the unit also suggest deposition on a shoreface in proximity to a fluvial source.

RESUMO

A sequência clástica da Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóica) aqui discutida, constitui uma associação de 60 a 150m de espessura correlacionável ao "Nível E" de SCHOLL & FOGAÇA (1979). Características sedimentológicas e estratigráficas distintas permitem sua sub-divisão em três unidades, as sub-fácies A, B e C, que são diferenciadas tanto pela litologia (composição e granulometria) quanto pelas estruturas sedimentares presentes.

Esta sequência permite o estudo de sedimentos marinho-costeiros de granulometria grosseira, e o delineamento da interação de vários processos durante sua deposição. A associação de quartzitos e metaconglomerados na região de Costa Sena constitui um notável exemplo de uma sequência clástica grosseira, provavelmente depositada num ambiente marinho raso de alta energia, próximo a uma margem continental ativa. Algumas feições desta unidade também sugerem deposição costeira sob influência de processos fluviais.

I) - INTRODUÇÃO

Entre os principais temas dos pesquisadores que vêm atuando na área do Espinhaço Meridional, destaca-se o estudo dos metaconglomerados diamantíferos que ocorrem na porção inferior do Supergrupo Espinhaço, mais precisamente na unidade denominada por PFLUG (1968) de Formação Sopa-Brumadinho.

Embora o detalhamento destas rochas ainda não esteja completo, sobretudo nas regiões próximas ao Quadrilátero Ferrífero, seu ca-

ráter peculiar na sequência proterozóica do Espinhaço (tanto do ponto de vista composicional, quanto de suas interrelações faciológicas) per mite indubitavelmente apontá-las como um marco estratiográfico regional. Sua gênese, por outro lado, ainda não foi suficientemente esclarecida, havendo interpretações incompletas ou até mesmo contraditórias sobre seu ambiente deposicional.

No conjunto dos trabalhos até hoje apresentados, a subdivisão mais detalhada da Formação Sopa-Brumadinho foi realizada por SCHOLL & FOGAÇA (1979). Estes autores subdividiram-na em três unidades inferidas, colocando as rochas metaconglomeráticas e demais metassedimentos que lhe estão associados, no horizonte intermediário da formação, denominada então de Nível E.

Na região de Costa Sena (fig. 1) os metassedimentos Espinhaço podem ser, pró-parte, seguramente correlacionados ao Nível E de SCHOLL & FOGAÇA (1979). Embora estas rochas apresentem-se em sua maior parte tectonicamente deformadas, foi possível o levantamento de perfis e colunas estratiográficas detalhadas e sem lacunas expressivas (figs. 2 e 3), em locais onde o sequenciamento estratiográfico foi pouco modificado. A compilação e apresentação destes dados tem o objetivo de adicionar contribuições aos conhecimentos existentes, bem como alargar a discussão em torno das considerações paleoambientais da Formação Sopa-Brumadinho na Cordilheira do Espinhaço Meridional.

II) - ARCABUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

Os mapeamentos sistemáticos efetuados anteriormente na região de Costa Sena devem-se a RINGER (1969), HOPPE (1978), HOFFMAN (1981) e FOGAÇA (1982). As principais unidades geotectônicas (fig. 1), caracterizadas a seguir, foram sintetizadas dos trabalhos desses autores.

O Embasamento Cristalino, unidade mais antiga da região, é composto por rochas de composição granodiorítica extensivamente cisalhadas, onde podem ser diferenciados os seguintes tipos cataclásticos: protomilonitos, milonitos, filonitos, blastomilonitos, xistos miloníticos, ultramilonitos.

As faixas cataclásticas apresentam direções preferenciais NW-SE e mostram similaridades estruturais com a sequência supracrustal de xistos. Os contatos entre ambas as unidades são frequentemente falhados e invertidos.

O cinturão de rochas supracrustais arqueanas, o Supergrupo Rio Paraúna de FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER (1984), estruturado segundo um padrão tectônico complexo onde destacam-se dobras isoclinais e assimétricas invertidas, acha-se em contato com o Supergrupo Espinhaço através de discordância angular e erosiva.

Trata-se de uma sequência vulcano-sedimentar, que na região está representada pela associação de clorita-xistos e quartzo-clorita xistos do Grupo Pedro Pereira, e por um espesso pacote de sericita/muscovita-quartzo xistos e cianita-quartzo-mica xistos com horizontes de xistos máficos e formação ferrífera bandada, além de quartzitos róseos e metaconglomerados, correlatos ao Grupo Costa Sena.

O Supergrupo Espinhaço, de idade proterozóica, está representado nos arredores de Costa Sena apenas por parte da Formação Sopa-Brumadinho, a qual recobre, mediante contatos discordantes erosivos e angulares, as unidades geotectônicas anteriores. A ausência da Formação São João da Chapada, unidade basal deste supergrupo, e do Nível D, basal da Formação Sopa-Brumadinho, marca um importante hiato estratiográfico na sedimentação da sequência na região.

Os metassedimentos da Formação Sopa-Brumadinho, com espessura máxima de 300m, podem ser divididos na área em duas sub-unidades. O conjunto basal é constituído essencialmente por quartzitos com lentes de metaconglomerados polimíticos (localmente com horizontes de filito hematítico de natureza vulcânica), correspondente ao Nível E de SCHOLL & FOGAÇA (1979), unidade esta para qual encontra-se direcionado o presente trabalho. Sobreposto a esta sub-unidade ocorre uma suces-

são rítmica de quartzitos finos, metassiltitos e filitos correlacionável ao Membro Campo Sampaio de FOGAÇA & ALMEIDA ABREU (1982).

O arcabouço estrutural destes metassedimentos denota um padrão relativamente complicado, onde aos amplos sinclinais e anticlinais assimétricos, superpõe-se um sistema de falhamentos inversos, de gravidade e rasgamento, que em grande parte, atingem também as unidades mais antigas. As falhas inversas, altamente significativas na área, tendem a direcionar-se segundo o acamamento dos quartzitos, e são constantadas principalmente ao longo das zonas de cisalhamento sobre os horizontes de metaconglomerados, cujos seixos ternam-se bastante achatados, ou reduzidos a formas discoidais nas proximidades das mesmas.

Pertencentes a uma fase tardia de estruturação tectônica das rochas na região de Costa Sena, embora ainda no Proterozóico, são encontrados inúmeros corpos de natureza composicional básica. Trata-se de diques alojados em falhas normais de extensões quilométricas, ou grandes "stocks" de formato irregular em terrenos predominantemente constituídos de metassedimentos Espinhaço.

III) - CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E FACIOLÓGICA DO NÍVEL E (FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO)

O estudo das rochas deste nível, através dos perfis de detalhe levantados nas regiões do Ribeirão Andrequicê, Fazenda de Bráz, Serra da Paraúna e Gurutuba (COSTA & MARTINS NETO. 1985), conjuntamente aos perfis realizados por FOGAÇA (1982) em outros locais da região estudada, permite uma correlação segura com a "Facies Conglomerática" de SCHOLL (1980), estabelecida para a região de Diamantina. As peculiaridades do Nível E nas circunvizinhanças de Costa Sena, constatadas mediante parâmetros sedimentológicos e sequenciamento estratigráfico, permitem adicionalmente sua sub-divisão em três sub-facies: Sub-facies A (inferior), Sub-facies B (intermediária) e Sub-facies C (superior), (figs. 2 e 3).

A Sub-facies A (inferior), que representa a base da Sequência Espinhaço, assenta-se em discordância angular e/ou erosiva sobre os xistos do Supergrupo Rio Paraúna ou sobre os granitóides do Embasamento Cristalino. Suas espessuras máximas alcançam 30m, sendo encontradas a leste e nordeste da região estudada (colunas Ribeirão Andrequicê e Gurutuba, fig. 3). Na porção oeste constata-se que a mesma distribui-se de maneira restrita e localizada (colunas Fazenda do Bráz e Serra da Paraúna, fig. 2), estando ausente em diversos outros locais da região (p. ex., na estrada para Tombadouro), quando então a Sub-facies B assenta-se diretamente sobre as rochas Pré-Espinhaço. A seção típica desta sub-facies (fig. 3) encontra-se próxima à ponte do Ribeirão Andrequicê, a nordeste da localidade de Costa Sena (Fig. 1).

Trata-se de uma unidade essencialmente quartzítica, caracterizada pela presença constante, principalmente na base, de vários níveis tabulares e lenticulares de microconglomerados com espessuras entre alguns centímetros e 10-12cm.

Os níveis microconglomeráticos (foto 1) são compostos predominantemente por grânulos e seixos de até 1cm, embora seixos esparsos de até 4cm estejam presentes. O grau de arredondamento geralmente cresce com o aumento do diâmetro do clasto, indo desde anguloso nos grânulos, até arredondado nos seixos. Entre os componentes predominam os de quartzo de veio, e em menor escala os de quartzito rosa, quartzito branco, quartzito ferruginoso, formação ferrífera e jaspilito.

Os quartzitos, frequentemente contendo seixos e grânulos esparsos de quartzo de veio, quartzito rosa, quartzito branco, quartzito ferruginoso e formação ferrífera, são de coloração primária rósea ou branca acinzentada, possuindo na maior parte uma variada gama granulométrica (desde argila até areia grossa), mediante um arranjo caótico, ou em bandas distintas. Um componente micáceo pode aparecer ao longo de todo o pacote, chegando a formar delgados níveis de filito. O ferro, embora de modo restrito, é observado nos quartzitos e na matriz

dos microconglomerados, seja na forma de bandas ou disseminado pela rocha. Localmente, e sobretudo nas proximidades dos contatos com os granitoides do Embasamento Cristalino, estes quartzitos podem apresentar-se feldspáticos.

As estruturas sedimentares preservadas nesta sub-facies, invariavelmente de pequeno porte, incluem estratificações plano-paralelas, estratificações cruzadas acanaladas e tabulares e, ocasionalmente, marcas de onda simétricas e assimétricas de reduzida amplitude e comprimento de onda. Entre as estruturas menos típicas citam-se os canais de erosão. Na porção basal da coluna de Gurutuba (fig. 3), foi observado um canal com cerca de 50cm de largura e 12cm de profundidade, moldado em quartzito ferruginoso bandado, e preenchido por quartzito branco sem estrutura interna (foto 2).

A Sub-facies B (intermediária) é composta basicamente por metaconglomerados e quartzitos. Seus contatos inferiores podem se dar, mediante discordância angular e/ou erosiva, tanto com as rochas do Embasamento Cristalino, quanto com os xistos do Supergrupo Rio Paraúna. Quando sobreposto à Sub-facies A, seu limite inferior foi colocado na base do primeiro horizonte metaconglomerático.

As proporções quartzito/metaconglomerado na seqüência não são constantes na área, na porção oeste os metaconglomerados predominam sobre os quartzitos e na faixa leste a relação é inversa. É nesta última região que também se verificam as maiores espessuras da Sub-facies B (até 110m), em contraste com os 18-20m (localmente 0m) das ocorrências situadas nos limites ocidentais da área.

Os metaconglomerados, na forma de bancos tabulares geralmente pouco espessos (da ordem de 1 a 3m), corpos lenticulares ou preenchendo paleo-canais, são na maior parte polimíticos do tipo orto. Normalmente são corpos alongados segundo a direção N-S, intercalados nos quartzitos e de ocorrência repetitiva ao longo de um mesmo perfil. Esta última característica acha-se bem ilustrada, por exemplo, na seqüência exposta na garganta do Ribeirão Andrequicé, pouco a nordeste da localidade homônima, onde são encontrados mais de uma dezena de lentes com espessuras que vão de 3-4m (na base do pacote) a 0,8-1m, ou no perfil levantado próximo à Fazenda do Bráz (foto 3).

Nos metaortoconglomerados, os seixos, geralmente bem arredondados e com diâmetros médios de 8-10cm (máximos de 50cm), são, numa escala de frequência decrescente, de quartzo de veio, quartzito branco ou acinzentado, quartzito ferruginoso, quartzito rosa, formação ferrífera (em determinados horizontes como componente abundante) e jaspilito. Seixos de granitoides são extremamente raros; foram observados somente em uma localidade (perfil da Fazenda do Bráz - fig. 2), e distribuídos num dos corpos basais desta sub-facies. A matriz é quartzítica, geralmente grosseira, embora em alguns níveis seja mal selecionada granulometricamente. Componentes micáceos e/ou ferruginosos geralmente estão presentes, o último ocorrendo em maiores concentrações nos corpos enriquecidos em seixos de formação ferrífera ou em contatos próximos aos horizontes de quartzito ferruginoso. Uma matriz anormalmente enriquecida em caulim é encontrada no corpo contendo seixos de granitóide.

Nos metaparaconglomerados os seixos são de quartzo de veio, quartzitos variados e subordinadamente formação ferrífera. O grau de arredondamento é comumente baixo e a matriz é sempre quartzítica (ferruginosa ou não e/ou micácea), sendo mal selecionada granulometricamente.

Os quartzitos, sob a forma de camadas e bancos com até 1,5m de espessura, ou as vezes como lentes dentro dos horizontes metaconglomeráticos, são em grande parte médios a grosseiros e localmente micáceos e/ou ferruginosos. Este último componente é bem mais marcante que na sub-facies A, aparecendo distribuído difusamente na rocha ou concentrado em níveis delgados e camadas (ou lentes) de porte métrico. Seixos e grânulos (sobretudo de quartzo de veio e formação ferrífera) também são encontrados dispersos nos depósitos quartzíticos.

As estruturas sedimentares preservadas incluem preferencial

mente as estratificações cruzadas e as marcas de onda. No primeiro caso predominam as cruzadas tabulares de baixo ângulo, com extensões variáveis entre poucas dezenas de centímetros a 3-4m e inclinadas preferencialmente para E. A ocorrência de estratificações cruzadas acanaladas, embora menos expressiva, pode também ser assinalada ao longo de toda a sucessão desta sub-facies. Entre as marcas de onda, as assimétricas são mais frequentes que as simétricas (de oscilação), ambas podendo atingir comprimentos de onda de 7-8cm e amplitude de 3cm.

As passagens verticais quartzito/metaconglomerado podem ser do tipo gradativo ou brusco. No primeiro caso a gradação dá-se pela diminuição rápida dos componentes na matriz, mediante passagem do tipo orto ao paraconglomerado, e deste a quartzito com seixos. Este arranjo é verificado sobretudo nos contatos superiores dos corpos metaconglomeráticos. Os contatos bruscos, sempre mais frequentes, podem ocasionalmente ser do tipo erosivo (foto 4), nesta última situação caracterizando pequenos diastemas na base dos corpos metaconglomeráticos.

A Sub-facies C (superior) é caracterizada por camadas tabulares lateralmente persistentes de quartzitos médios a grosseiros, micáceos e com alguma contribuição local de ferro. Típicos são os seixos (2-4cm de diâmetro) de quartzito de veio bem arredondados e de distribuição errática ao longo da unidade. Nos perfis e colunas levantados, onde se observa a sequência completa, esta sub-facies atinge espessuras máximas de 20m. Seus limites inferiores foram colocados no topo do último horizonte metaconglomerático encontrado na Sub-facies B.

Os contatos entre os bancos (10-15cm a 1-1,5m de espessura) são sempre bem marcados, especialmente quando ocorrem intercalações de níveis filíticos mili a centimétricos. A contribuição argilosa, por sua vez, é mais frequente no topo do pacote, denotando uma passagem gradacional para a sucessão rítmica de quartzitos, metassiltitos e filitos do Membro Campo Sampaio que lhe está sobreposta.

Embora uma grande parte das camadas não mostrem uma óbvia estrutura interna (são geralmente maciças), em alguns locais observam-se estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo e pequeno ou médio porte. As estratificações plano-paralelas ou irregulares, quando presentes, são sublinhadas pelos níveis mais ricos em material ferruginoso.

IV) - SEDIMENTOLOGIA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A distribuição vertical e lateral das três sub-facies identificadas no Nível E na região de Costa Sena, configura uma deposição resultante de processos marinhos de água rasa com provável interferência fluvial, numa região periférica a uma paleo-linha de costa.

O intercamamento dos quartzitos com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas com camadas de microconglomerados (eventualmente com matriz filítica) da Sub-facies A, sugere que estes diferentes depósitos se acumularam sob condições específicas, de caráter repetitivo. Uma mudança no suprimento dos sedimentos e/ou condições de corrente ou ondas, parecem ser uma melhor explicação para esta alternância, ao invés de mudanças na profundidade de sedimentação. Resultam assim, muito provavelmente, da proximidade com eventos de elevada energia que afetaram a zona costeira durante sua deposição.

Os níveis microconglomeráticos, persistentemente de matriz rósea (localmente feldspática) e associados a quartzitos também predominantemente róseos e mal selecionados granulometricamente, além de conterem clastos com baixo grau de arredondamento e compostos preferencialmente por litologias pré-existentes (quartzito de veio, formação ferrífera, quartzito rosa (?) e jaspilito (?)), refletem fontes de natureza diversificada e relativamente próximas ao sítio deposicional.

Trata-se portanto de uma sub-facies proximal à antiga linha de costa, onde a ação de correntes com distinta variação energética, pode ser detectada através das estruturas sedimentares (marcas de onda e estratificações cruzadas), e pelas constantes mudanças no universo

granulométrico, mudanças estas que ocorrem de maneira brusca, tanto lateral quanto verticalmente.

Cabe ressaltar, a ocorrência de fraturas cortando o Embasamento Cristalino e preenchidas por quartzitos feldspáticos. A maior delas, situada a 1 km ao sul de Costa Sena e à direita da estrada que segue para Gurutuba, ocupa uma faixa de 10m de largura e extensão de 200m. Os quartzitos ali encontrados são maciços, de granulometria média a grosseira e feldspáticos; não evidenciam nenhuma estrutura sedimentar e assemelham-se a um conjunto de blocos de aspecto "moutonné". Segundo PFLUG, HOPPE e BRICHTA (1980), esses preenchimentos, na forma de pequenos diques, ocorreram no início da sedimentação Espinhaço e indicam um arqueamento regional seguido de rifteamento do embasamento pré-Espinhaço.

Na Sub-facies B, as passagens verticais quartzito/metaconglomerado do tipo brusco, representando períodos erosivos locais, sugerem interrupções na sedimentação, consequência das oscilações no nível do mar, possivelmente ligadas a pequenos pulsos emergentes/submergentes. Esses pulsos também são deduzidos a partir da grande e variável espessura dos corpos metaconglomeráticos, aliado à sua repetitividade ao longo de um mesmo pacote. As feições diagnósticas dos processos gerados pela ação de ondas e/ou marés, incluem as estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo, conglomerados tabulares e lenticulares, canais de erosão e marcas de onda simétricas (de oscilação) e assimétricas. A distribuição destas feições na sequência, provavelmente reflete também mudanças na profundidade ou base das ondas, e proximidade à uma fonte de seixos, onde predominavam, no total, os de retrabalhamento intraformacional sobre os compostos por litologias pré-existentes. Tais fatos, associados às manifestações vulcânicas episódicas na sedimentação, representadas pelos níveis sin-sedimentares de filito hematítico (como no perfil da Fazenda do Bráz, fig. 2) ou de xisto verde, denotam instabilidade tectônica no início da sedimentação Espinhaço.

Entre os seixos presentes nas sub-fácies A e B, pode-se distinguir aqueles de retrabalhamento intraformacional, e outros de procedência extra-bacia. Os de quartzo de veio, formação ferrífera e granitóides são claramente do segundo tipo. Uma proximidade a fontes flúviais no sítio deposicional poderia explicar a ocorrência destes seixos. A escassez de seixos de granitóides, e mesmo a inexistência de certas litologias pré-Espinhaço (xistos), podem estar ligados a uma menor resistência ao retrabalhamento, conforme ressaltado por HOPPE (1978). A interpretação da origem dos seixos de quartzito rosa é duvida, pois estes podem ser tanto provenientes da Sub-facies A, como da Formação Bandeirinha (Grupo Costa Sena, Supergrupo Rio Paraúna). Uma análise dos minerais pesados poderia esclarecer esta dúvida, pois nos quartzitos Bandeirinha a cianita é um mineral frequente (SCHOLL, 1980), ao passo que nas rochas da Formação Sopa-Brumadinho é raro ou mesmo ausente. Os seixos de quartzito branco e ferruginoso devem ser predominantemente oriundos de retrabalhamento intraformacional, uma vez que estas litologias são de ocorrência restrita na Formação Bandeirinha (FOGAÇA et al., 1984). Grandes dificuldades ocorrem na interpretação dos seixos e grânulos de jaspilito, pois tal rocha nunca foi encontrada associada às sequências da Cordilheira do Espinhaço. HOPPE (1978), baseando-se no trabalho de BRUN & HOBNEY (1976) sobre as rochas do Supergrupo Pongola na África do Sul, sugere a existência de pequenas bacias ("poças") que continham ferro em solução. Este reagiria com o oxigênio, levando à precipitação de jaspilito. Tais "poças" estariam presentes no início da Sedimentação Espinhaço, quando a bacia iniciou o processo de subsidência. Durante movimentações epirogênicas posteriores, estas pequenas ocorrências foram retrabalhadas e/ou soterradas sob os Sedimentos Espinhaço. Entretanto, a ocorrência de grânulos e seixos desta litologia nos metaconglomerados da Formação Bandeirinha (FOGAÇA et al., 1984), põe em dúvida tal hipótese.

A tendência geral observada nos metaconglomerados da Sub-facies B, com relação ao aumento das espessuras dos corpos, da rela-

ção seixo/matriz e do tamanho dos seixos na direção oeste (fato também observado por HOPPE (1978) para a "Zona Periférica de Costa Sena"), bem como o alinhamento destes corpos e lentes na direção N-S, vêm reforçar o modelo de PFLUG (1965), que sugere uma bacia marinha, com linha de costa de direção aproximada N-S e continente posicionado a W. O desaparecimento das rochas metaconglomeráticas na direção oeste, na região conhecida como Capitão Felizardo (imediatamente a W do limite ocidental da Quadrícula de Costa Sena), onde os quartzitos da Formação Galho do Miguel repousam diretamente sobre as rochas do Embasamento Cristalino, vem corroborar esta idéia, e permite ainda situar a antiga linha de costa dos depósitos da Formação Sopa-Brumadinho, aproximadamente coincidente com o bordo ocidental daquela quadrícula.

A deposição da Sub-facies C denota o estabelecimento de condições mais estáveis no sítio deposicional, onde se sedimentavam predominantemente areias com contribuição esporádica de material extra-bacia (quartzo de veio), sem se observar feições de retrabalhamento intraformacional. Camadas tabulares com estratificações plano-paralelas e com seixos caoticamente distribuídos, podem ser depositadas sob um amplo intervalo de velocidades de corrente. Entretanto, a presença dos seixos esparsos sugere a improbabilidade de um ambiente sob regime de baixa energia. A redução da energia do ambiente, contudo, pode ser sugerida pela diminuição gradativa da granulometria no topo da sub-facies, concomitante ao aparecimento de níveis argilosos.

V) - CONSIDERAÇÕES FINAIS

As idéias globais de vários autores sobre a sedimentação da Formação Sopa-Brumadinho seguem, em linhas gerais, a proposição inicial de PFLUG (1968), que considerou-a como tendo ocorrido em ambiente marinho raso. Sua sugestão adicional de que tenha se dado num período de regressão, porém, não foi mais discutida. SCHOLL (1980) enfatizou um ambiente de elevada energia (intramaré) para a deposição de tais rochas, o que vem sendo confirmado em inúmeros trabalhos (p. ex. ALVARENGA, 1982; KNAUER, 1984).

Para a "Zona Periférica de Costa Sena", HOPPE (1978) sugeriu uma região costeira compartimentada, com zonas de retrabalhamento e deposição calma justapostas, sob influência fluvial, talvez comparável a um ambiente estuarino com canais de maré. Uma idéia bastante divergente das anteriores, embora sem evidências comprobatórias, foi defendida por DOSSIN & DARDENNE (1984), ao explicitarem que os corpos metaconglomeráticos da região de Diamantina "caracterizam uma sedimentação de leques aluviais em borda de bacia".

Do ponto de vista paleogeográfico, PFLUG, HOPPE & BRICHTA (1980) sugerem um arcabouço complexo em função da sedimentação estar associada a eventos de rifteamento no sítio deposicional, o que, em parte, pode ser corroborado pelas manifestações vulcânicas sin-sedimentares. Esta idéia foi mais precisada por TORQUATO & FOGAÇA (1981), quando propuseram a deposição da Formação Sopa-Brumadinho num "estágio pós-rift" (anteriormente a uma fase de "oceano aberto"), caracterizado por reativação cratônica com movimentos epigenéticos positivos. Uma situação similar a esta última está contida nas sugestões de ALMEIDA ABREU & MUNHÓZ (1983) quando estes autores ressaltam que a insulação do ambiente ("delta tectônico complexo") e a deposição das lentes conglomeráticas (leques coalescentes) esteve associada à forte e frequente atividade ascensional de blocos crustais.

Em resumo, o estudo da sequência clástica na região de Costa Sena reafirma, em grande parte, as proposições explicitadas acima. O arranjo faciológico dos quartzitos e metaconglomerados discutidos neste trabalho, indicam que esta associação foi depositada numa bacia marinha costeira sob influência de processos de elevada energia. Estes processos foram os responsáveis por um importante retrabalhamento intraformacional praticamente "in situ", e pela redistribuição dos componentes de granulometria grosseira, continuamente trazidos das

áreas continentais por correntes fluviais.

Os numerosos corpos de metaconglomerados dentro da sequência ilustram ainda a deposição mediante repetidas e curtas variações no nível do mar, provavelmente interrelacionadas a fenômenos de subsidência e instabilidade tectônica numa margem continental ativa.

VI) - AGRADECIMENTOS

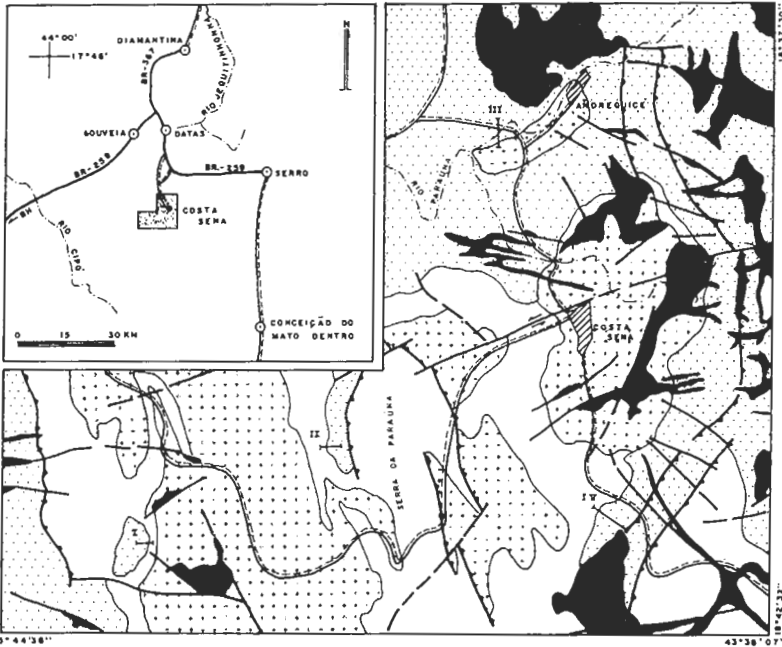
Os autores agradecem ao Centro de Geologia Eschwege pela infraestrutura concedida, e em especial aos Profs. Pedro Ângelo Almeida Abreu e Luiz Guilherme Knauer pelas discussões durante a execução do trabalho. Aos Srs. Vinícius M. Couto e José Antônio S. Bessa pelos desenhos e datilografia, respectivamente.

O trabalho foi inteiramente financiado através do convênio DNPM-CPRM-UFGM e pelo Conselho de Pesquisa (CPq) da UFGM.

VII) - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P. A. & MUNHOZ, D. T. V. - 1983 - "A reconstrução paleogeográfica e o estudo dos minerais pesados como indicativos de áreas fontes primárias dos diamantes da Serra do Espinhaço, Minas Gerais"; Anais do II Simp. de Geol. de Minas Gerais, Bol. 3, SBG, MG, Belo Horizonte, p. 219-234.
- ALVARENGA, C. J. S - 1982 - "Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração (Diamantina - MG)"; 32ª Cong. Bras. Geol., Salvador, p. 168-178.
- COSTA, N. B. O. R. & MARTINS NETO, M. A. - 1985 - "Geologia dos depósitos conglomeráticos da Formação Sopa-Brumadinho na região de Costa Sena, M.G."; I.G.C. - UFGM. Rel. interno, inédito, Belo Horizonte, 37 p.
- DOSSIN, I. A. & DARDENNE, M. A. - 1984 - "Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (Área do Inhamé)"; XXXIII Cong. Bras. de Geol. Rio de Janeiro, p. 3.104-3.117.
- FOGAÇA, A. C. C. - 1982 - "Geologia e Mineralizações Auríferas na Região de Costa Sena - MG: Uma Abordagem Preliminar", Un. de Brasília, inédito, 28 p.
- 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 Cong. Latinoam. Geol., Argentina 11: 373-388 p.
- 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 Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro - P. 2654-2667.
- FOGAÇA, A. C. C. & SCHÖLL, W. V. - 1984 - "Estratigrafia e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Região de Guinda e Gouveia (MG)" XXXIII Cong. Eras. Geol. R. de Janeiro - p. 2.638-2.651.
- HOFFMANN, C. - 1981 - "Geologische Geschichte, Metamorphose und Petrologie der archaischen Kontinentalkernes (Prä-Espinhaço-Gesteine) der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien". Hab. Geowiss. Fak. Univ. Freiburg i. Er., 192 pp.
- HOPPE, A. - 1978 - Beiträge zur Geologie und Palaogeographie der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). Diss Univ. Freiburg i. Er., 102 pp., (trad. de A. Brichta e C. C. Barros).
- KNAUER, L. G. - 1984 - "A Geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais"; 33ª Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, p. 1.249-1.261.

- PFLUG, R. - 1965 - "A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e Zonas adjacentes". DNPM-D.G.M. - Bol. 226, Rio de Janeiro, 51 p.
- PFLUG, R. - 1968 - "Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, MG. DNPM-D.G.M - Bol. 226, Rio de Janeiro, 51 p.
- PFLUG, R., HOPPE, A. & BRICHTA, A. - 1980 - "Paleogeografia do Pré-Cambriano na Serra do Espinhaço, MG, Brasil" Nuevos Resultados de la Investigacion Geocientífica Alemana in Latinoamérica, 1: 33-43 p.
- RENGER, F. - 1969 - "Fazies und magmatismus der Minas-Série in der sudlichen Serra do Espinhaço Minas Gerais, Brasilien", Diss. Univ. Heidelberg (Trad. de F. F. E. Albrecht), 39 p.
- SCHÖLL, 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: 55-73 p.
- SCHÖLL, W. V. - 1980 - "Estratigrafia, Sedimentologia e Paleogeografia na Região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Mü nst. Forsch. Geol. Paläont., Münster, 51: 223-240 p.
- TORQUATO, J. R. & FOGAÇA, A. C. C. - 1981 - "Correlação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Chela em Angola e as Formações Nosib e Khoabendus na Namíbia" - Anais Simp. Craton S. Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, parte II. p. 87-97.

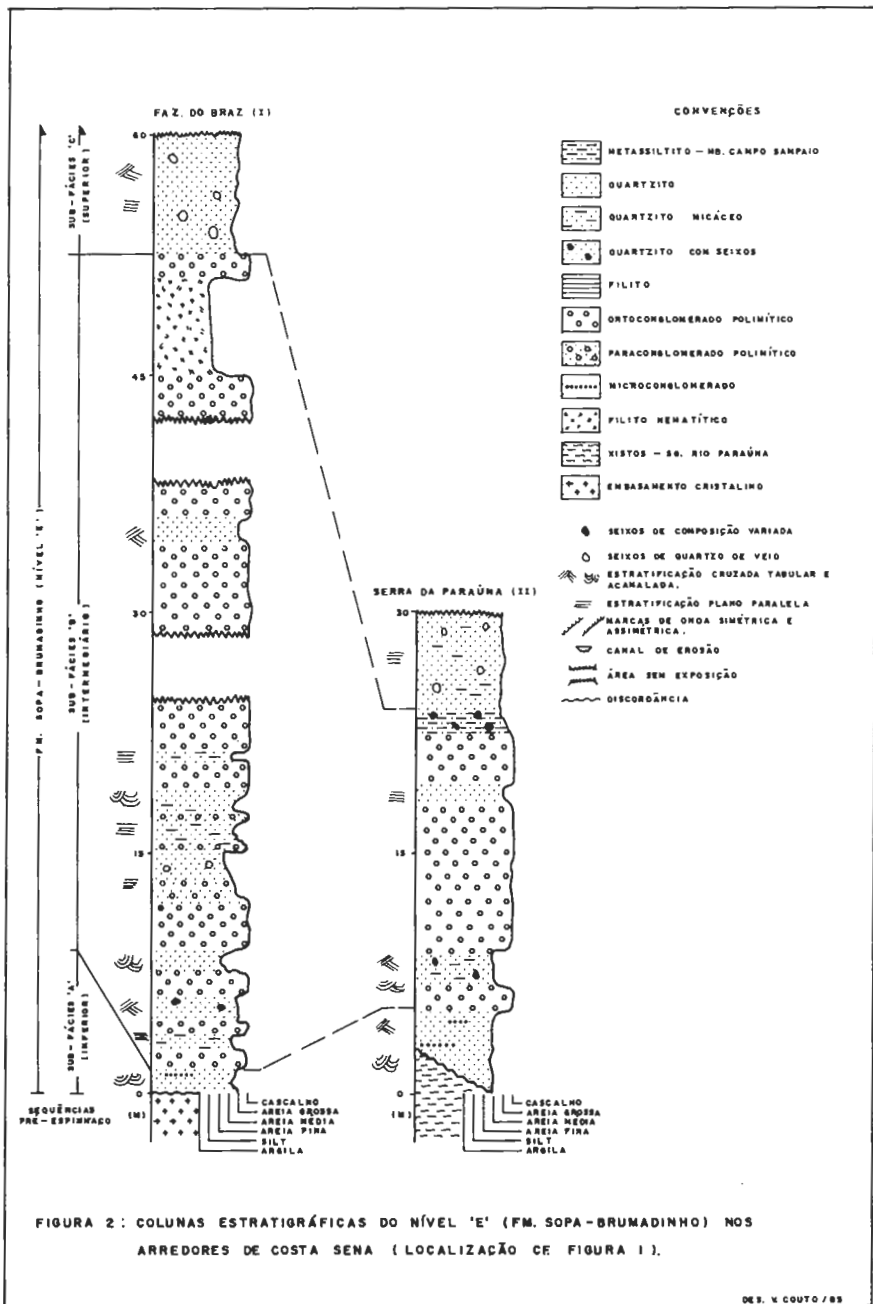


'LEGENDA'

- | | | | |
|--|---|--|-------------------------|
| | DIOQUES E CORPOS DE ROCHAS BÁSICAS METAMORFISADAS | | FALHA NORMAL |
| | SUPERGRUPO ESPINHAÇO (FM. SOPA-BRUMADINHO) | | FALHA NORMAL INFERIDA |
| | SUPERGRUPO RIO PARAÚNA | | FALHA TRANSCORRENTE |
| | EMBASAMENTO CRISTALINO | | PERFIS ESTRATIGRÁFICOS |
| | CONTATO LITOLÓGICO | | RODovia PAVIMENTADA |
| | FALHA INVERSA | | RODovia NÃO PAVIMENTADA |
| | FALHA INVERSA INFERIDA | | VILA |
| | | | ORENHEM |

0 1000 2000M

FIGURA 1 : LOCALIZAÇÃO DAS COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS ESTUDADAS NA REGIÃO DE COSTA SENA. (GEOLOGIA SIMPLIFICADA DE FOGAÇA, 1982).



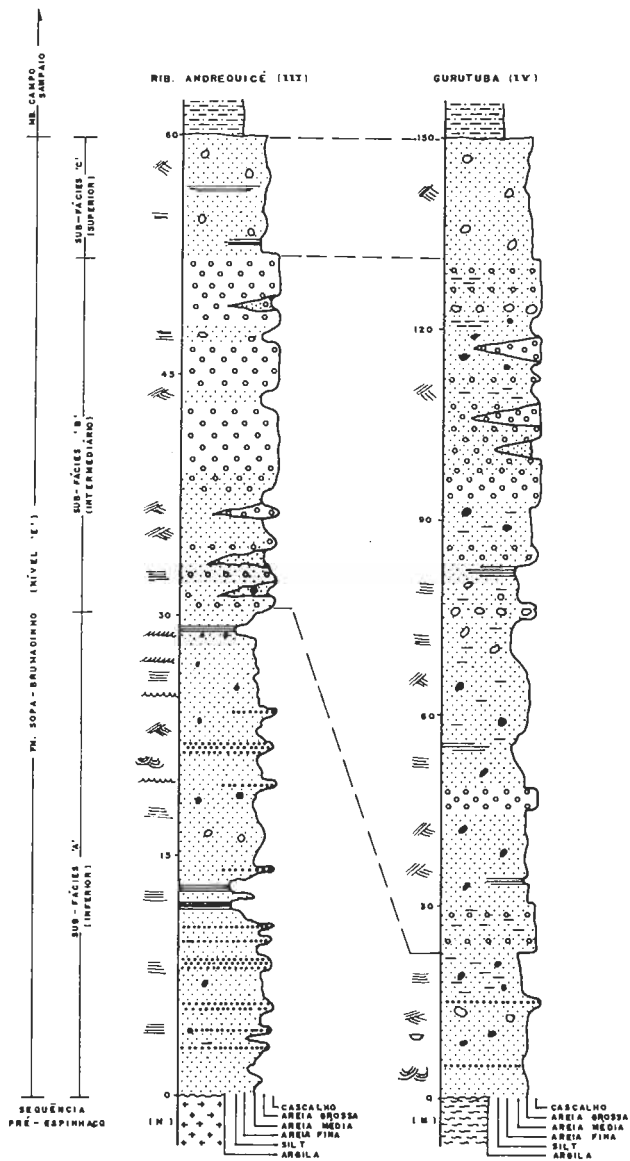


FIGURA 3: COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DO NÍVEL 'E' (FM. SOPA-BRUMADINHO NOS ARREDORES DE COSTA SENA (LOCALIZAÇÃO CF. FIGURA 1 E LEGENDA CF. FIGURA 2).



FOTO 1

Microconglomerado polimítico (Sub-facies A, Coluna Ribeirão Andrequicê)

FOTO 2

Corte transversal em canal de erosão, preenchido por quartzito branco sem estrutura interna, cortando quartzitos ferruginosos bandados (Sub-facies A, Coluna Gurutuba)

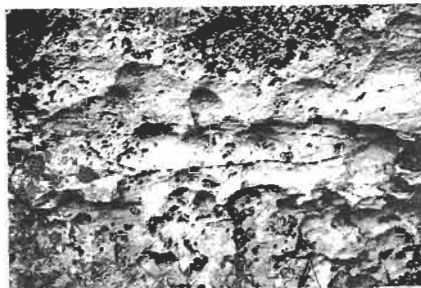


FOTO 4

Base de um corpo metaconglomerático em contato brusco do tipo erosivo com quartzito com estratificações cruzadas acanaladas (Sub-facies B, Coluna Fazenda do Braz)

FOTO 3

Bancos de metaconglomerado polimítico intercalados em quartzitos com estratificações cruzadas (Sub-facies B, Coluna Fazenda do Braz)



ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO FINITA NOS METACONGLOMERADOS DAS REGIÕES DE DATAS E GUINDA - MG

Marcos Egydio da Silva
IG-USP

Alexandre Uhlein
CGE-UFGM

ABSTRACT

Two different methods were used to quantify the strain in a metaconglomerate of the Sopa Brumadinho Formation in the region of Datas and Guinda, located 25 km apart, in the State of Minas Gerais.

Using the method suggested by E. Cloos, the following values were found for the ellipsoidal semiaxes:

Datas: $(\lambda_1)^{1/2} = 5.27$; $(\lambda_2)^{1/2} = 2.45$ and $(\lambda_3)^{1/2} = 1.00$

Guinda: $(\lambda_1)^{1/2} = 1.94$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1.43$ and $(\lambda_3)^{1/2} = 1.00$

The results indicated that the rocks at Datas are about 2.7 more deformed than at Guinda.

The method suggested by J.G. Ramsay, employing rates of deformation, indicated that the rocks at Datas are about 2.3 more deformed than at Guinda.

The Flinn diagram showed that Data's deformation is of a constriction type, and the strain ellipsoid is prolate, on the other hand, the Guinda deformation is of a flattening type and the strain ellipsoid is oblate.

RESUMO

Utilizou-se dois métodos diferentes para quantificar a deformação nos metaconglomerados da Formação Sopa Brumadinho, nas regiões de Datas e Guinda no Estado de Minas Gerais.

A metodologia adotada por E. Cloos permitiu obter os seguintes valores para os semieixos do elipsóide de deformação:

Datas: $(\lambda_1)^{1/2} = 5,27$; $(\lambda_2)^{1/2} = 2,45$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1,00$

Guinda: $(\lambda_1)^{1/2} = 1,94$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1,43$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1,00$

mostrando que as rochas da região de Datas estão cerca de 2,7 vezes mais deformada que as de Guinda.

O procedimento sugerido por J.G. Ramsay mostrou que as rochas de Datas estão 2,3 vezes mais deformadas que as de Guinda.

Pelo diagrama de Flinn conclui-se que a região de Datas sofreu uma deformação do tipo estiramento com um elipsóide do tipo prolato e, as rochas de Guinda uma deformação por achatamento e um elipsóide do tipo oblato.

INTRODUÇÃO

As regiões de Guinda e Datas estão situadas próximas à Diamantina, na porção central da Serra do Espinhaço Meridional, no Estado de Minas Gerais (fig.1).

Ambas as localidades constituem-se em importantes distritos diamantíferos da Serra do Espinhaço, em função da exploração dos metaconglomerados polimíticos diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho. Na região de Datas, Uhlein (1984) caracterizou os diversos elementos estruturais, mencionando a existência de metaconglomerados com seixos fortemente estirados. Na região de Guinda, situada aproximadamente 25 kms ao norte, os metaconglomerados da mesma unidade estratigráfica, mostram-se menos deformados.

A finalidade deste trabalho é calcular a deformação finita total bem como a forma do elipsóide de deformação nas duas regiões distintas, além de se estabelecer uma correlação com os dados estruturais estudadas por Uhlein (op.cit.).

GEOLOGIA REGIONAL

Na região compreendida entre as localidades de Guinda e Datas três importantes conjuntos litoestratigráficos podem ser individualizados: Complexo Basal, Supergrupo Rio Paraúna e Supergrupo Espinhaço (Schöll & Fogaça, 1979; Pflug, et al, 1980; Hoffmann & Hoppe, 1981; Fogaça et al, 1984 e Dossin et al., 1984), eventualmente com denominações distintas mas com a mesma linha estratigráfica.

O Complexo Basal é constituído por migmatitos e granitos (anatexitos) cujas datações radiométricas indicam pertencer ao embasamento arqueano. Aflora como mega-anticlinais de eixo norte-sul ou como afloramentos inversos. Faixas cataclásticas constituídas por protomilonitos e ultramilonitos são comuns.

O Supergrupo Rio Paraúna constitui-se numa seqüência vulcano-sedimentar (Fogaça et al., 1984) de provável idade arqueana, subdividida nos grupos Pedro Pedreira (xistos verdes, micaxistos, formações ferríferas) e Costa Sena (quartzito-micaxistos, quartzitos e metaconglomerados). O metamorfismo é do facies xisto verde superior. A deformação principal é do tipo isoclinal com eixos orientados segundo N30-40W e redobrimento suave norte-sul (Schöll & Fogaça, 1981). É frequente a ocorrência de estruturas imbricadas entre xistos e granitos (Hoffmann & Hoppe, 1981).

O Supergrupo Espinhaço foi dividido por Pflug (1968) em oito formações. Na área pesquisada afloram as unidades basais denominadas de Formação São João da Chapada (quartzitos e filitos) com espessura de aproximadamente 150 m, Formação Sopa-Brumadinho, constituída por quartzitos brancos ou ferruginosos, filitos e metaconglomerados polimíticos diamantíferos, cuja espessura oscila entre 100 e 130 metros e a Formação Galho do Miguel, representada por quartzitos finos com megaestratificações cruzadas, cuja espessura, na região pesquisada, é de cerca de 80 metros (Fogaça & Schöll, 1984). O grau de metamorfismo é do facies xisto verde baixo a médio. Os dobramentos mais evidentes são dobras assimétricas, com vergência para oeste, eixos orientados norte-sul e xistosidade plano-axial mergulhando para leste. A unidade dobrada de maior expressão é o Anticlinório de Gouveia que, para oeste, inflete até constituir-se no Sinclinório de Conselheiro Mata (Fig.2).

Rochas metabásicas pós-Espinhaço afloram na forma de diques, "sills" e pequenos "stocks". Variam de gabros a basaltos e geralmente não mostram xistosidade. A mineralogia é constituída por minerais secundários derivados da uralitização e saussuritização dos componentes originais.

METODOLOGIA

Para o estudo e determinação do estado da deformação finita nos metaconglomerados foram consideradas duas hipóteses:

A primeira suposição leva em consideração a forma original dos seixos como sendo esférica e, a segunda, imagina um formato originalmente elipsoidal.

Para o primeiro caso foi determinado o elipsóide de formação finita segundo os princípios ditados por Cloos (1947) e Gay (1969). Na suposição seguinte, utilizou-se dos diagramas "Rf/Ø", método introduzido por Ramsay (1967).

Para melhor compreensão da metodologia de Ramsay (op. cit.), considere a figura 3 que mostra um grupo de elipses, numeradas de 1 a 10, de razão axial (Ri) constante e igual a 2,0; as quais apresentam uma orientação inicial Ø, variável de -90º a + 90º em relação a uma linha de referência qualquer. No diagrama "Rf/Ø", o conjunto de pontos representativos deste grupo de elipses definem uma reta passando pelo ponto Ri=Rf = 2,0. Quando este grupo de elipses é submetido a uma deformação caracterizada por uma elipse cujo eixo maior é paralelo à linha de referência, tem-se para cada etapa da deformação os gráficos representados na figura 3. Se a elipse de deformação está caracterizada por uma relação axial Rs tal que Rs < Ri (figura 3 b), o conjunto dos pontos plotados sobre o diagrama Rf/Ø tem um comportamento em forma de campanula. Observa-se que a relação axial do elipsóide 10, cujo eixo maior é paralelo a λ₁, aumenta enquanto que a do elipsóide 1, cujo eixo maior é paralelo a λ₃, diminui.

Para Rs=Ri, o elipsóide 1 é transformado em um círculo, Rf=1. Para os valores de Rs tais que Rs > Ri, o diagrama Rf/Ø tem um formato de pera cada vez mais alongada à medida que Rs aumenta (fig. 7 a, b, c, d, e).

A partir destes diagramas em forma de pera, os valores Rf_{max} e Rf_{min} permitem calcular a relação Rs da elipse de deformação através da fórmula.

$$Ri^2 = \frac{Rf_{max}}{Rf_{min}} \quad Rs^2 = Rf_{max} \cdot Rf_{min} \quad \text{e a relação inicial das elipses por}$$

A probabilidade em se ter, dispostos nas rochas deformadas, objetos elípticos cuja relação axial permaneça constante é extremamente baixa, por este motivo, na construção dos diagramas "Rf/Ø" para os casos reais, tem-se nuvens de pontos e não curvas simples e regulares. Afasta-se facilmente esta dificuldade procurando-se o melhor ajuste entre a nuvem de pontos e as curvas teóricas.

As notações utilizadas neste trabalho são:

X, Y e Z - comprimento dos eixos maior, intermediário e mínimo medidos diretamente no campo.

(λ₁)^{1/2}, (λ₂)^{1/2} e (λ₃)^{1/2} - comprimento dos semieixos do elipsóide de deformação onde λ₁, λ₂ e λ₃ são as elongações quadráticas principais.

Ri - razão axial inicial do seixo indeformado

Rf - razão axial final do seixo deformado

Rs - razão axial da deformação finita

Ø - ângulo entre a direção de elongação máxima e uma direção arbitrária.

Foram feitas 50 medidas para as regiões de Datas e de Guinda respectivamente.

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Hipótese I - Seixos com Formato Original Esférico

Esta suposição implica na aplicação de um dos mais simples métodos para a determinação do estado da deformação finita.

Realizou-se a medição direta dos eixos principais de cada seixo, 50 para cada região estudada.

Uma maneira de registrar estes dados consiste em uma representação gráfica onde projeta-se o comprimento do eixo maior (x), como ordenada e o do eixo menor (z) como abscissa, figura 4.

Os pontos caem sobre ou próximo de uma linha reta que passa pela origem, cuja inclinação fornece a relação média das deformações principais na seção considerada.

Para a região de Datas encontrou-se um valor de 4,8 e para Guinda uma razão média de deformação de 1,8, mostrando maior de formação em Datas, cerca de 2,6 vezes maior.

A variação nas formas finais dos seixos é muito maior em áreas altamente deformadas do que em áreas de baixa deformação, como mostrado na figura 5. Estes gráficos indicam que para a região de Guinda os pontos estão mais próximos da origem, significando maior aproximação da forma dos seixos com o formato de uma esfera, consequentemente uma pequena deformação. A dispersão dos pontos é muito maior em Datas, indicando uma diversidade das formas dos seixos e uma deformação considerável.

Para as regiões estudadas elaborou-se uma representação gráfica para a deformação, para isso foram construídos os diagramas de Flinn (1962) e calculado os valores de k onde k é um número definido pela relação $k = \frac{a-1}{b-1}$ (figura 5).

Os valores médios encontrados foram $k = 0,81$ e $k = 1,23$ para Guinda e Datas respectivamente, tratado-se então de uma deformação do tipo achatamento e do tipo estiramento.

O cálculo das elongações quadráticas ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$) apresentaram valores médios de: $\lambda_1 = 1,87$; $\lambda_2 = 1,05$; $\lambda_3 = 0,55$ para Guinda e de: $\lambda_1 = 5,06$; $\lambda_2 = 1,08$; $\lambda_3 = 0,21$ para Datas, mostrando para ambos os casos um valor de λ_2 próximo de 1,00, o que faz supor que a deformação é quase um cisalhamento puro, mas através do diagrama de Flinn (1962) encontrou-se valores de k de 0,81 e 1,23, definindo um elipsóide oblato e prolato respectivamente.

A média das distensões ou seja a média dos comprimentos dos semieixos do elipsóide de deformação apresentaram, para Guinda, os valores de $(\lambda_1)^{1/2} = 1,37$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1,02$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 0,74$ e para Datas, $(\lambda_1)^{1/2} = 2,25$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1,04$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 0,50$, mostrando que a região de Datas sofreu uma deformação de 2,7 vezes maior que a região de Guinda.

Hipótese II - Seixos com Formato Original Elipsoidal

Os metaconglomerados deformados constituem potencialmente um bom material para a determinação da deformação finita.

Utilizando-se do método "Rf/Ø" explicado anteriormente, tenta-se determinar a razão de deformação (Rs) e a razão inicial (Ro) para as regiões estudadas.

Calculou-se as razões de comprimento maior e menor para cada face dos seixos que mostram perfeitamente os planos XY, XZ e YZ e o ângulo Ø que o eixo maior faz com a direção de referência.

O diagrama da figura 6 mostra as atitudes do alongamen-

to máximo dos seixos e dos planos da foliação principal.

Para a representação gráfica dos resultados tomou-se os três planos perpendiculares XY, XZ e YZ e, para cada caso plotou-se no gráfico R_f/ϕ , sendo R_f a relação entre o eixo maior e o eixo menor.

Na região de Datas e Guinda, a distribuição dos pontos referente aos planos XZ, XY e YZ deixou claro o formato "pingo d'água", típico de corpos deformados homoganeamente (Figs. 7 - a,b,c,d e f).

Comparando os diagramas referente aos planos XZ, XY e YZ (Figura 7 a,b e c), alusivos a região de Datas, observa-se que o gráfico, para o plano XZ, mostra a maior relação de $R_f(\max)$ e $R_f(\min)$, o que significa uma maior razão de deformação finita (R_s), além de uma menor relação angular, pequenos valores de ϕ , mostrando que os seixos estão estirados segundo o plano XZ.

Os valores de R_s para os planos XZ, XY e YZ são respectivamente 4,55; 2,37 e 2,33 e os valores de R_o para estes mesmos planos são: 1,98; 1,58 e 1,86. Para melhor visualizar estes resultados construiu-se o gráfico $R_s \times R_o$ (Figura 8), o que nos permite alinhar os valores de R_s e R_o determinando uma equação de reta. Na figura 8, para a região Datas, o posicionamento de R_f acima da reta $R_s=R_o$ significa que $R_s>R_o$, tem-se uma equação aproximada de $R_s=8R_o-11$, o ponto do plano XZ foi considerado na reta, enquanto que os pontos referentes utilizou-se aos planos XY e YZ estão muito próximos, por isso utilizou-se um ponto médio para traçar a reta. Os gráficos R_f/ϕ alusivos a região de Guinda mostram valores de R_s menores que Datas (Figura 7 d, e, f). Referente aos planos XZ, XY e YZ, tem-se os seguintes valores de R_s : 1,96; 1,32 e 1,65 respectivamente, e para R_o temos 1,63; 1,32 e 1,57. Observa-se que para o plano XY os valores de R_s e R_o são iguais, sugerindo que ao longo deste plano praticamente não ocorreu deformação; isso faz com que na figura 9, referente a região de Guinda, o ponto do plano XY esteja contido na reta $R_s=R_o$, os demais valores estão acima desta e, a equação da reta é $R_s=1,34R_o - 0,45$.

Estas equações permite tecer alguns comentários sobre a forma original dos seixos.

A equação $R_s = a R_o + b$ obedece as regras $R_s > 0$ e $R_o > 0$ pois as razões $R_s < 0$ e $R_o < 0$ não tem significado.

Desta maneira a $R_o + b \geq 0$ ou $R_o \geq -b/a$ (1)

Usando a equação (1) para a região de Datas temos $R_o \geq \frac{11}{8}$ = 1,37, sugerindo que os seixos iniciais tinham uma forma elipsoidal.

Na região de Guinda, usando a equação (1) temos que $R_o \geq \frac{0,45}{1,34} = 0,33$, mostrando igualmente um formato originalmente elipsoidal. Comparando novamente as deformações da região de Datas e Guinda, referente ao plano XZ, constata-se que nas proximidades de Datas a deformação foi da ordem de 2,3 vezes maior, coerente com a já calculada anteriormente, através de diferente método.

CORRELAÇÃO COM A GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL

Uhlein (1984), discutindo a geologia estrutural nas proximidades de Diamantina, admite que a região apresenta três fases de deformação. A primeira refere-se a dobras isoclinais com eixos e lineações de direção E-W. A segunda fase, a mais marcante, apresenta dobras assimétricas, com planos axiais de direção N-S e mergulho para leste, eixos subhorizontais de direção igualmente N-S. A esta fase estão associados empurrões para oeste, constituindo-se então na principal fase de deformação do Espinhaço. A terceira fase refere-se a ondulações suaves, observadas na variação dos mergulhos dos eixos das dobras da fase II.

O diagrama da figura 6 mostra as foliações plano axiais

da fase II e a atitude do alongamento máximo dos seixos. O diagrama da figura 9 refere-se aos eixos geométricos da fase II.

Estes diagramas permitem que se faça algumas considerações a respeito da atitude do alongamento dos seixos estudados.

Caso se considere este alongamento relacionado à fase II de deformação, então esta lineação estaria contida no eixo geométrico (cinemático) A, como mostram os diagramas. Se se considerar como pertencente a fase I de deformação, neste caso as lineações estariam paralelas ao eixo geométrico (cinemático) B da primeira deformação.

Há uma certa tendência em admitir que se trata de uma lineação A, pois a segunda fase de deformação é a mais importante regionalmente e possui, além disso, uma geometria compatível para tal consideração, entretanto, não se dispensa a possibilidade destas orientações preferenciais estarem relacionadas ao eixo B da primeira fase de deformação. Os autores voltarão a este assunto em trabalho específico para este tema.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Utilizando de dois métodos diferentes, foi possível quantificar a deformação para as regiões de Datas e Guinda no Estado de Minas Gerais.

Segundo a metodologia adotada por Cloos (1947) conseguiu-se obter, para as regiões de Datas e Guinda respectivamente, os seguintes valores para o comprimento dos semieixos do elipsóide de deformação: $(\lambda_1)^{1/2} = 5,27$; $(\lambda_2)^{1/2} = 2,45$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1,00$ e $(\lambda_1)^{1/2} = 1,94$; $(\lambda_2)^{1/2} = 1,43$ e $(\lambda_3)^{1/2} = 1,00$, mostrando que a região de Datas esta cerca de 2,7 vezes mais deformada que a região de Guinda.

O procedimento de Ramsay (1967) permitiu encontrar valores para a razão axial da deformação finita (R_s), no plano XZ, da ordem de 4,55 e 1,96 para Datas e Guinda respectivamente, apresentando, a região de Datas, uma deformação de cerca de 2,3 vezes maior.

Estes resultados sugerem a equivalência dos métodos.

Em relação ao diagrama de Flinn (1962), obtive-se valores de $k = 1,23$ e $k = 0,81$ para Datas e Guinda respectivamente, tratando-se portanto de uma deformação do tipo estiramento e achatamento, resultando um elipsóide de deformação do tipo prolato para Datas e oblato para Guinda.

O fato constatado de valores distintos de deformação em áreas relativamente próximas, vem sendo motivo de estudo por parte dos autores.

BIBLIOGRAFIA

- CARNEIRO CHAVES, M.L. de S. (no prelo) - Geologia da Quadrícula de Sopa. Relatório DNPM - C. Geologia Eschwege.
- CLOSS, E. - 1947 - Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., 58: 843-918.
- DOSSIN, I.; UHLEIN, A. e DOSSIN, T.M. - 1984 - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua Porção Meridional-MG. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. VIII: 3118-3132.
- FLINN, D. - 1962 - On folding during three-dimensional progressive deformation. Geol. Soc. London, Quart. J. 118: 385-433.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D. - 1984 - Estratigrafia da Sequência Supracrustal Arqueana na Porção Mediana-Central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. VI: 2654-2667.

- FOGAÇA, A.C.C. e SCHÖLL, W.V. - 1984 - Estratigrafia e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Região de Guinda e Gouveia (MG). An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. VI: 2638-2651.
- GAY, N.C. - 1969 - The analysis of strain in the Barberton Mountain Land, Eastern Transvaal, using deformed pebbles. J. Geol., 77: 377-396.
- HOFFMANN, C. & HOPPE, A. - 1981 - Metamorphism and Petrology of Basic Rocks of the Southern Serra do Espinhaço (Precambrian, Eastern Brazil). Zbl. Geol. Paläontol. Stuttgart, Teil I (3/4): 359-371.
- PFLUG, R. - 1968 - Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais, DNPM. Div. Geol. Min., Not. Prelim. e Estudos, Rio de Janeiro. 142: 20.
- PFLUG, R.; HOPPE, A.; BRICHTA, A. - 1980 - Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Deutsch. Forschungsgen. Nuevos Result. de La Investig. Geocientífica Alemana en Latinoamérica, Boppard, p. 33-40.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and Fracturing of Rocks-McGraw-Hill. N.Y. 568 p.
- SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. - 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. An. Iº Simp. Geol. Minas Gerais, SBG. Belo Horizonte, Bol.nº 1: 55-73.
- SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. - 1981 - Geologia das Quadrículas de Guinda e Gouveia. Rel. Interno, Centro Geologia Eschwege, Diamantina, 63 p.
- UHLEIN, A. - 1984 - Análise estrutural nas formações inferiores do Supergrupo Espinhaço da região de Datas, MG. Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro. p. 3381-3390.

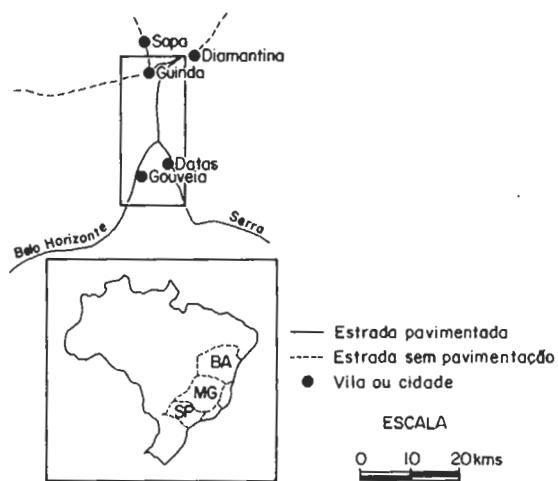















Fig. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO



LEGENDA

-  Rochos metabásicas
- SUPERGRUPO ESPINHAÇO**
 -  Fm. Galho do Miguel - quartzitos
 -  Fm. Sopo-Brumadinho - quartzitos, metaconglomerados polimiticos e filitos
 -  Fm. S. João da Chapado - quartzitos, filitos
- SUPERGRUPO RIO PARAÚNA**
 -  Grupo Pedro Pereira e Costa Serra (indivisas) xistos e quartzitos
- COMPLEXO BASAL**
 -  Granitos, migmatitos
-  Falha inversa
-  Falha indiscriminada
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Estrado de rodagem
-  Estrada de ferro (EFCB)
-  Cidade ou vila

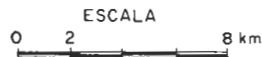


Fig. 2 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO ENTRE DATAS E GUINDA, COM LOCALIZAÇÃO DOS METACONGLOMERADOS ESTUDADOS
Geologia segunda Fogaça e Schöll (1984) e Carneiro Chaves et. al. (no preto) modificados

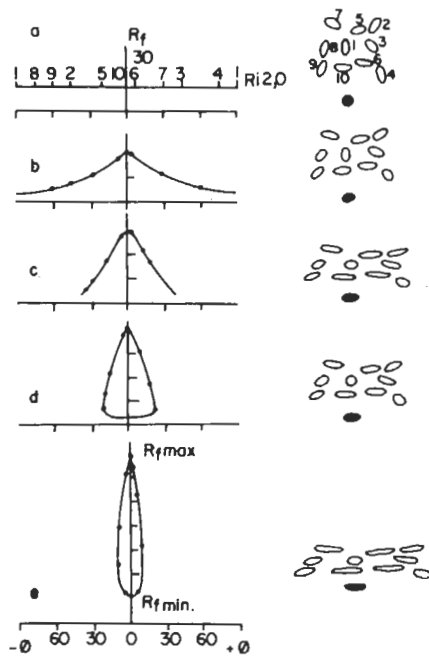


Fig. 3 - DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA DE (α até β) DE OBJETOS ELÍPTICOS DE ORIENTAÇÃO ALEATÓRIA

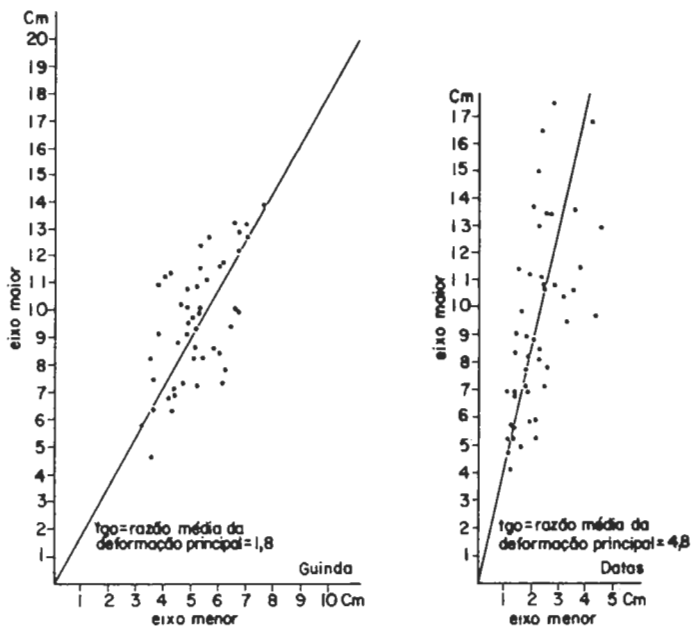


Fig. 4 - GRÁFICO PARA O CÁLCULO DA RAZÃO MÉDIA DE DEFORMAÇÃO

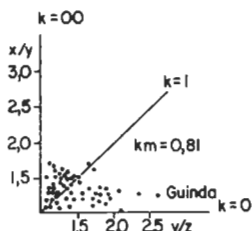
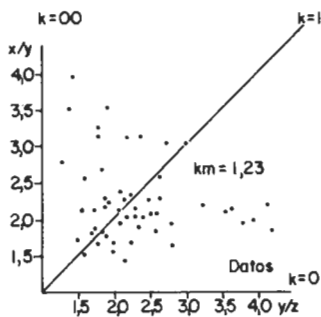


Fig.5-GRÁFICO x/y X y/z PARA AS REGIÕES DE GUINDA E DATÁS (MG)

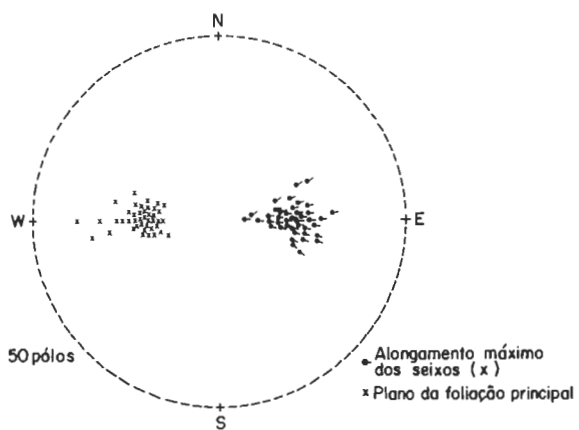


Fig. 6 - PROJEÇÃO POLAR DO ALONGAMENTO MÁXIMO DOS SEIXOS E DOS PLANOS DA FOLIAÇÃO PRINCIPAL (DATAS-MG)

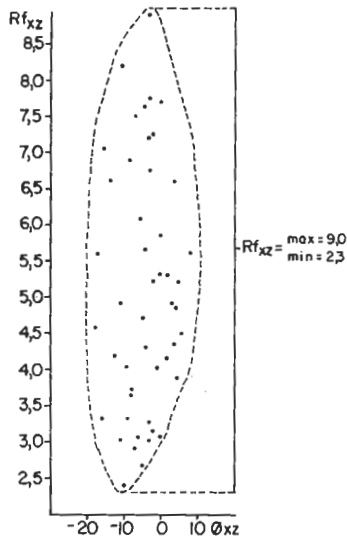


Fig.7A- GRÁFICO R_{fx0} PARA O PLANO xz (Dadas=MG)

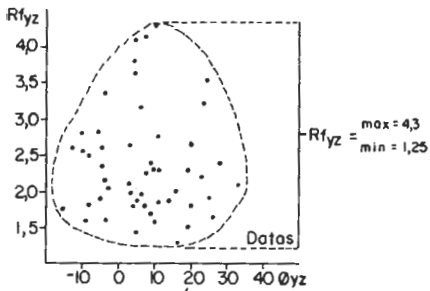


Fig.7C- GRÁFICO R_{fx0} PARA O PLANO yz (Dadas=MG)

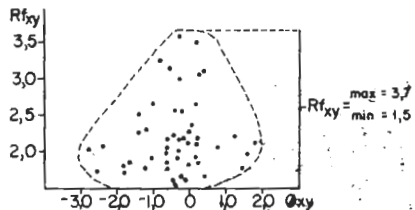


Fig 7B- GRÁFICO R_{fx0} PARA O PLANO xy (Dadas=MG)

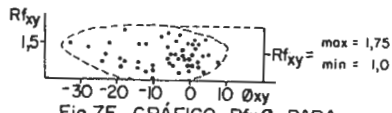


Fig.7E - GRÁFICO Rf_xθ PARA O PLANO xy (Guinda-MG)

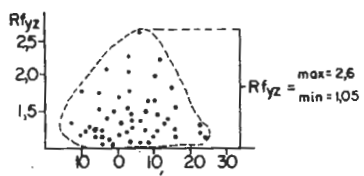


Fig.7F - GRÁFICO Rf_xθ PARA O PLANO yz (Guinda-MG)

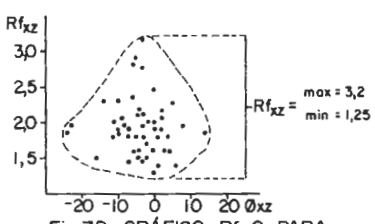


Fig.7D - GRÁFICO Rf_xθ PARA O PLANO xz (Guinda-MG)

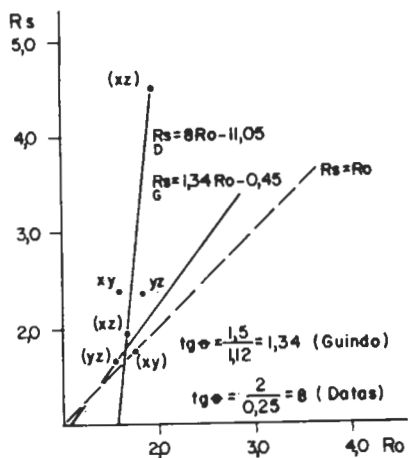


Fig. 8 -GRÁFICO $R_s \times R_o$ PARA AS REGIÕES DE DATAS E GUINDA-MG

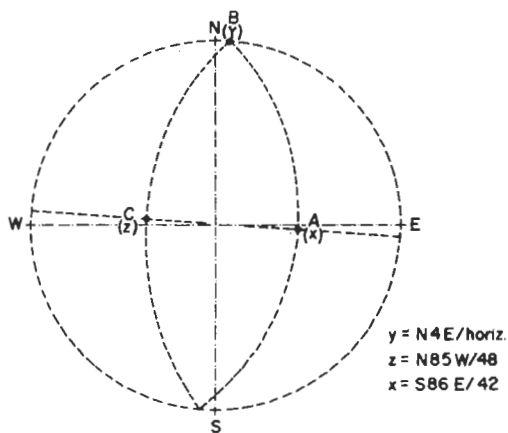


Fig. 9-PROJEÇÃO CICLOGRÁFICA E POLAR DOS PLANOS xz , xy E yz CONSIDERADOS PARA A ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO

CARACTERIZAÇÃO DO DIAMANTE DA MINA DE ROMARIA, MINAS GERAIS

Darcy P. Svisero

IG - USP

Nicolau L.E. Haralyi

Eng. de Minas ICM Haralyi Ltda. - SP

RESUMO

A análise de um lote de diamantes da Mina de Romaria constituído por 5.317 indivíduos perfazendo um total de 450,3 quilates, permitiu estabelecer um padrão do material lavrado no referido local. As curvas de distribuição granulométrica cobrem o intervalo 1-11,3 mm; a moda em função do peso situa-se na fração 2-2,8 mm e em função do número de cristais na fração 1,4-2,0 mm.

A morfologia se caracteriza pelo predomínio de formas rombododecaédricas de faces curvas, seguidas por formas octaédricas intermediárias entre o octaedro de faces planas e o rombododecaedro de faces curvas. Cristais cúbicos compreendem o cubo simples e cubos piramidados de faces abauladas. O octaedro e o cubo de faces planas são formas de crescimento primárias; as demais derivam-se delas por fenômenos de dissolução. Os demais tipos morfológicos incluem gemados, agregados irregulares, policristalinos e fragmentos de clivagem. A maior parte dos cristais são incolores; os tipos coloridos se concentram nas categorias indústria e fundo. A porcentagem de gemas é da ordem de 30%. Analisadas em conjunto as curvas representativas das propriedades estudadas mostram variação de tendência ao redor de 20 pontos sugerindo que o lote seja constituído por diamantes provenientes de duas fontes distintas.

ABSTRACT

Diamonds have been exploited at Romaria Mine, located near the city of Romaria in Western Minas Gerais State, Brazil. At this site diamonds occur in a polymictic conglomerate at the base of the Adamantina Formation, Bauru Group. The conglomerate contains large blocks of mica schist, phyllite, amphibolite, quartzite, basalt and arenite, all set in a reddish clayish matrix. Furthermore, the conglomerate contains several heavy minerals such as magnetite, ilmenite, hematite, staurolite, kyanite, hornblende, tourmaline, zircon, rutile, anatase, monazite, corundum, and diamond as well.

A parcel of 5317 diamonds weighing 450.3 carats have been analysed

in order to establish the main physical characteristics of the Romaria diamonds. Granulometric curves span from 1 up to 11.3 mm with peaks near 2.8 mm (diamond's weight) and 1.7 mm (diamond's number). Crystals smaller than 1 mm are absent due to loss during the washing of the conglomerate. Main crystallographic forms are the rhombic dodecahedra and the intermediate forms between the octahedra and the rhombic dodecahedra, the former derived by the dissolution of octahedra. Other crystalline forms are cube, pyramidal cube, twins, irregular ones, polycrystalline aggregates and cleavage fragments. All properties show modifications in the trend around 20 points suggesting that the parcel is made of two distinct populations. The ratios O/R and O/O+OD+R increase with the granulometry until 30 points reversing its tendency for the larger stones. C/C+CP also shows a tendency to increase with the granulometry.

INTRODUÇÃO

Tem sido verificado nos últimos anos que diamantes naturais apresentam uma série de características físicas particulares, as quais tomadas em conjunto, constituem um critério importante para se determinar a área de procedência do diamante. Entre essas propriedades, os trabalhos realizados tem destacado a granulometria, forma cristalina, estruturas de superfície, cor, comportamento luminescente, inclusões minerais e defeitos cristalinos. Parte desses trabalhos, notadamente os mais recentes são de natureza estatística e são baseados em lotes constituídos por vários milhares de cristais (Harris et al. 1975; 1979).

Na realidade, vários pesquisadores antigos já haviam atentado para esse fato, especialmente Wagner (1914), Suttom (1928) e Williams (1932), cujos trabalhos clássicos abordaram, praticamente, a maior parte dos problemas relacionados à geologia do diamante. Entretanto, para se determinar com precisão as características do diamante de uma certa localidade, seja ela kimberlítica ou detrítica, há necessidade de se estabelecer critérios quantitativos que possam ser reproduzidos em outras áreas diamantíferas. Algumas tentativas pioneiras nesse sentido são devidas a Bobrievich (1959), Milashev (1965) e Gorina (1971) na União Soviética. Grantam & Allen (1960) por sua vez analisaram diamantes de Serra Leone, enquanto Whitelock (1973) e Harris (1973) apresentaram os primeiros trabalhos a respeito dos diamantes de Lesotho.

Harris et al. (1975) efetuou o primeiro trabalho realmente sistemático baseado em lotes representativos dos diamantes lavrados nas principais minas da África do Sul. Dispondo de lotes constituídos por vários milhares de cristais, os referidos autores elaboraram uma metodologia particular que permitiu caracterizar o diamante produzido nos kimberlitos Premier, Finsch e Koffyfontein (África do Sul), além da área detrítica de Dragers Pan. Esse trabalho foi ampliado posteriormente (Harris et al. 1979), ocasião em que foram caracterizados os diamantes das diatremas de Kimberley e Ebenhaezer, dos diques de Zwartruggens, e do kimberlito de Letseng-la-terae, este último localizado em Lesotho. Harris e seus colaboradores mostraram que alguns aspectos do diamante, de modo particular a forma cristalina e a cor dos cristais, são particulares e diagnósticos de cada um dos kimberlitos estudados.

Esse trabalho apresenta uma classificação preliminar do diamante lavrado nas adjacências da cidade de Romaria, onde está situada a Mina de Romaria, que no passado era conhecida pela denominação Mina de Água Suja. Ao contrário dos diamantes africanos estudados antes, o material de Romaria é inteiramente de origem detrítica sendo minerado a partir de um conglomerado polimictico situado na base da Formação Adamantina do Grupo Bauru (Feitosa & Svisero, 1984). A fonte primária desses diamantes e de outros garimpados no oeste mineiro ainda é desconhecida. A interpretação dos resultados referentes ao lote de Romaria mostrou que as principais propriedades físicas analisadas - granulometria, morfologia e cor apresentam variação de tendência ao redor de 20 pontos. Assim sendo, as

curvas obtidas sugerem a existência de duas populações distintas que, em princípio, podem estar relacionadas a duas áreas-fonte também distintas, ou ainda, a duas regiões diferentes do mesmo corpo kimberlítico.

A MINA DE ROMARIA

A Mina de diamantes de Romaria, conhecida na literatura antiga pela denominação de Água Suja, está situada nas adjacências da cidade de Romaria, Minas Gerais, na borda nordeste da Bacia do Paranã (Figura 1). Nesse local, o diamante vem sendo explorado desde 1864 a partir de um conglomerado polimítico, argiloso, situado na base da Formação Adamantina, Grupo Bauru (Feitosa & Svisero, 1984). A geologia da área já foi abordada por diversos autores podendo ser mencionados os trabalhos regionais de Hasui (1969), Barbosa et al. (1970), bem como os de detalhe executados no local por Isotta (1969), Suguio et al. (1979), e Svisero et al. (1981).

De um modo geral o diamante está associado a um conglomerado polimítico, profundamente alterado, imaturo e mal selecionado. A matriz de natureza argilosa, exibe coloração variando entre vermelho e verde, e nela estão dispersos seixos de mica xistos, filitos, basaltos, arenitos, além de uma assembleia variada de minerais pesados formada pela magnetita, ilmenita, hematita, concreções limoníticas, estauroлита, ruílo, granada, turmalina, zircão, hornblenda, cianita, monazita, coríndon, além do próprio diamante (Svisero et al. 1980). Esse conglomerado ocorre preenchendo pequenas bacias do embasamento local representado por mica xistos do Grupo Araxá ou arenitos da Formação Botucatu. Apresenta espessuras médias de alguns metros e teores variando entre 5 a 8 pontos por metro cúbico (Feitosa & Svisero, 1984).

O DIAMANTE DE ROMARIA

A Mina de Romaria encontra-se em exploração intermitente desde 1864, aproximadamente. É difícil avaliar a quantidade de diamante produzida no local, mas tudo indica que o pico da produção foi alcançado durante as primeiras décadas deste século. A produção tem oscilado nos últimos anos, e no presente momento, encontra-se novamente interrompida.

A maior dificuldade para classificar diamantes de uma certa localidade, é a necessidade de se dispor de um número significativo de indivíduos, fato difícil de ser atingido em áreas de garimpo ou de exploração secundária. Outra dificuldade inerente a materiais de natureza detrítica, é o grau de incerteza da procedência das amostras. Os lotes de garimpeiros, em geral, são uma mistura de materiais de procedências as mais diversas. Para contornar essa dificuldade, Harris et al. (1975), trabalhou com lotes registrados, representativos da produção dos principais kimberlitos africanos.

Apesar da Mina de Romaria ser um centro de produção de diamante detrítico, tivemos a oportunidade de examinar um lote de 450,3 quilates constituído por 5.317 cristais, realmente representativo do local. Embora esses números sejam menores do que aqueles usados por Harris et al. (1975;1979), eles são significativos face às nossas condições de trabalho.

Granulometria: As dimensões do diamante de Romaria estão representadas pelos histogramas da Figura 1, em função do peso e do número de diamantes constituintes do lote. Os referidos histogramas cobrem o intervalo 1-11,3 mm, e suas modas situam-se nas frações 2-2,8 mm e 1,4-2,0 mm, respectivamente. A queda brusca na fração menor de 1,4 mm é devida a perdas que ocorrem no processo de recuperação utilizado na Mina, provocado pela abertura utilizada no trommel.

Apesar de nunca haver sido encontrada pedra maior do que uma dezena de quilates na Mina de Romaria, é interessante ressaltar que na cidade de Estrela do Sul, localizada apenas 12 Km rio abaixo, esses achados são relativamente frequentes. De fato, alguns dos maiores e mais famosos diamantes de brasileiros foram encontrados nas imediações de Estrela do Sul (Svisero & Haralyi, 1978). Embora ainda não seja conhecida a fonte dos grandes diamantes de Estrela do Sul, é provável que ela seja diferente daquela do diamante lavrado em Romaria.

Forma cristalina: A morfologia é outro fator importante em todos os esquemas classificatórios da literatura. Antes de qualquer consideração a respeito desse tópico, é preciso ressaltar que a caracterização das formas cristalográficas do diamante de Romaria está baseada na premissa de que o diamante possui simetria cúbica holocédrica, ou seja, cristaliza-se na classe de simetria $m\bar{3}m$. Nessas condições, as únicas formas simples possíveis são cubo, rombododecaedro, octaedro, cubo piramidado, trioctaedro, icositetraedro e hexaoctaedro. Qualquer outro termo ou forma introduzido com base na semelhança com formas tetraédricas, é destituído de sentido físico. Nesse sentido, a interpretação de certos autores considerando algumas formas como tetraedros e/ou hexatetraedros, são incompatíveis com a simetria $m\bar{3}m$ já referida. A origem dessas formas estranhas deve ser procurada antes nos complexos fenômenos de dissolução que agem sobre os diamantes, e não em um possível grau de simetria anti-hemiédrico.

Fersmann & Goldschmidt (1911) foram talvez os primeiros autores a notar que certas formas cristalinas do diamante, particularmente o rombododecaedro não representam formas primárias de crescimento, sendo produzidas por processos naturais de dissolução de outras formas originais. O octaedro é a principal forma de crescimento do diamante. A partir da dissolução do octaedro, resultam uma série de formas cristalinas cuja principal característica é o grau variável de curvatura das faces e das arestas (Moore & Lang, 1974). Todos os autores são unânimes e admitem que há uma progressão contínua entre o octaedro de faces planas e arestas retilíneas (O) e o rombododecaedro de faces abauladas e arestas curvas (R), conforme ilustração da Fotografia 1. O rombododecaedro é a forma mais abundante em diamantes naturais justamente pelo fato dele ser a forma remanescente nas fases de dissolução que modificam e/ou destroem as formas octaédricas primárias. Como os cristais de faces curvas não podem ser estudados do ponto de vista goniométrico, pelo fato de não apresentarem reflexões definidas, a caracterização da morfologia nesses casos é difícil e até certo ponto subjetiva. Na realidade, as formas transicionais aqui denominadas octa-dodecaédricas (OD) constituem o principal ponto de divergência entre os diversos sistemas classificatórios da literatura (Milashev, 1965; Whitelock, 1973; Harris et al. 1975; Svisero et al. 1981).

Admitindo-se que o octaedro sofra dissolução ao longo das suas arestas, e que a medida que a dissolução aumenta surgem superfícies correspondentes ao rombododecaedro, torna-se difícil classificar o cristal resultante desses processos complexos. Os critérios utilizados pelos autores são os mais diversos, e nenhum deles suficientemente satisfatório para solucionar o problema. O método utilizado para o lote de Romaria considera de forma aproximada, a natureza da forma predominante. Como a maior parte dos cristais possuem simultaneamente, superfícies curvas correspondentes às faces rombododecaédricas, as formas derivadas são predominantes em Romaria, sendo frequentes rombododecaedros achatados como o ilustrado na Fotografia 2. Quando o desproporcionamento se acentua, os cristais tornam-se fusiformes recebendo nesse caso a denominação popular de "grão de arroz" (Fotografia 3).

O material de Romaria foi examinado através de uma lupa binocular, cristal por cristal. Foi adotado um esquema classificatório simplificado que inclui as formas octaedro, rombododecaedro, octa-dodecaedro, cubo piramidado, geminados, indivíduos irregulares, agregados policristalinos e fragmentos de clivagem. A Figura 3 é uma curva de frequência acumulada em função da granulometria, e mostra de forma comparada a distribuição

das formas cristalinas presentes em Romaria. Os octaedros e os octa-dodecaedros diminuem com a granulometria em detrimento dos rombododecaedros cuja frequência aumenta consideravelmente. (Tabela 1).

As formas cúbicas (Fotografia 2) mantêm-se aproximadamente constantes com a variação da granulometria. Os cubos piramidados por sua vez sofrem redução considerável com o aumento da granulometria. As microestruturas nessas duas formas são totalmente distintas. Os cubos apresentam inúmeras irregularidades superficiais, especialmente depressões quadráticas deslocadas 45° em relação às arestas cúbicas. Comportamento semelhante é mostrado pelos trigonos em relação às faces octaédricas. Já os cubos piramidados são constituídos por faces lisas, abauladas, isentas de defeitos. Tanto o cubo piramidado como as demais formas cuboides, por vezes interpretadas como formas tetraédricas por certos autores (Harris et al. 1975), são aqui consideradas produto de dissolução do cubo de faces planas.

Os geminados são representados principalmente pelos tipos de contato (Fotografia 2), conhecidos pela expressão "chapeu de frade". Associações múltiplas envolvendo dois geminados de contato também foram observadas, além de algumas formas isoladas de interpenetração. A denominação policristalino designa qualquer tipo de intercrescimento envolvendo dois ou mais cristais cuja morfologia segue o padrão dos cristais isolados. Fragmentos de clivagem apresentam distribuição aproximadamente constante em relação às dimensões dos diamantes.

Nesse trabalho, além da razão O/R usada anteriormente por Whitelock (1973) para relacionar o octaedro (O) e o rombododecaedro (R), foram introduzidas outras relações envolvendo as formas intermediárias octa-dodecaédricas (OD), o cubo (C), e o cubo piramidado (CP). A Figura 4 ilustra, em escala logarítmica, a variação das razões O/R e O/(O+R) que como se pode observar, são semelhantes entre si podendo ser usadas indistintamente. A Figura 5, por outro lado, mostra a variação das formas cúbicas primárias (C) e derivadas (CP). É interessante notar que as curvas representativas dessas razões também apresentam inflexões a 20 pontos, fato já ressaltado nas demais propriedades. No caso de Romaria a razão O/R mostra que as formas octaédricas diminuem sensivelmente com o aumento da granulometria do diamante nas frações maiores que 20 pontos. Esse resultado concorda em parte com os de Whitelock (1973) observados no kimberlito Kao de Lesotho. McCallum et al. (1979) notou redução das formas octaédricas analisando microdiamantes de kimberlitos de Wyoming e Colorado, Estados Unidos. Tudo indica que essas diferenças são devidas à particularidades que envolvem a fonte primária de cada um desses locais.

Classificação comercial: A classificação comercial é uma somatória de vários fatores destacando-se transparência, cor, granulometria, e defeitos internos. Sob esse ponto de vista, o lote estudado foi dividido nas categorias lapidável, indústria e fundo (Figura 6). Os diamantes adequados ao talhe são por sua vez subdivididos em pedras (acima de 1 quilate), 3x1 (3 cristais equivalem a 1 quilate), fazenda fina (10 cristais equivalem a 1 quilate), e finalmente os fragmentos referidos pelo termo "chips". A Figura 6 mostra que a porcentagem de lapidáveis aumenta com a granulometria, fato normal em qualquer lote. Os tipos indústria predominam nas frações menores, e o fundo nas frações em torno de 30 pontos. A proporção de gemas oscila em torno de 30% em peso, correspondendo a 15% aproximadamente do lote estudado.

Cor: Os resultados relativos à cor estão condensados nas Figuras 7 e 8, também em função da granulometria do lote. Em conjunto, os incolores predominam sobre os cristais de cor perceptível e acentuada (Figura 7). A Figura 8 mostra a variação de cor apenas nos tipos lapidáveis. Nesse caso a proporção de cristais incolores aumenta sensivelmente ultrapassando em média 80%. O restante é formado por diamantes amarelados (série Cape) com porcentagens reduzidas de brun, rosa e verde. Outras informações relativas a distribuição de cor nas diversas frações estão condensadas na Tabela 2.

Inclusões: O termo inclui além de minerais de natureza diversa, vários tipos de defeitos que exercem grande influência na classificação

comercial do diamante. As inclusões minerais mais frequentes nos diamantes de Romaria são olivina, granada e sulfetos (Svisero, 1978). Entre os defeitos cristalinos destacam-se manchas negras (carvões) de formas e de dimensões variadas, e que em geral estão relacionadas à películas de sulfetos alojadas ao longo de direções octaédricas. Eventualmente, podem ser devidas à grafita ou alguma inclusão mineral escura como ilmenita ou espinelio. Jaças são relativamente comuns e são produzidas por deslocamentos internos. De um modo geral as inclusões minerais são semelhantes às inclusões de diamantes de outras localidades geográficas (Meyer & Tsai, 1976).

CONCLUSÕES

As curvas de distribuição granulométrica em função do peso e do número de cristais, distribuem-se pelo intervalo 1-11,3 mm, e suas modas situam-se nas frações 2 a 2,8 mm, e 1,4 a 2 mm, respectivamente. As referidas curvas sugerem a existência de uma parcela importante de microdiamantes menores de 1 mm que não são recuperados pelo sistema de concentração em uso na Mina.

No tocante à morfologia, o octaedro e o cubo de faces planas constituem as formas de crescimento primárias. As demais formas cristalográficas são derivadas das referidas formas por processos de dissolução que atuam sobre os cristais neoformados, provavelmente durante o "emplacement" do kimberlito. As principais formas derivadas são o rombododecaedro de faces curvas e vários padrões intermediários entre o octaedro e o rombododecaedro. As razões O/R, O/O+OD+R e C/C+CP nas frações menores que 20 pontos indicam que a frequência das formas derivadas aumenta com a redução do tamanho do diamante. Nos cristais maiores, as razões O/R e O/O+OD+R, por sua vez, diminuem com o aumento da granulometria.

Com relação à cor, predominam os tipos incolores; esse predomínio se acentua quando se considera a categoria lapidável isoladamente. A porcentagem de indivíduos coloridos é maior nas categorias indústria e fundo, cujos cristais, via de regra, possuem grande número de defeitos e inclusões internas.

De um modo geral, as curvas representativas das propriedades analisadas mostram variações nas tendências ao redor de 20 pontos. Todas as curvas sugerem de modo claro a existência de duas populações distintas. Considerando que as propriedades discutidas são características do diamante de cada local, a conclusão lógica é que o material de Romaria possui duas fontes kimberlíticas distintas. Outra possibilidade, porém mais remota, é as duas populações estarem relacionadas à duas regiões distintas de um mesmo corpo kimberlítico.

BIBLIOGRAFIA

Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C. & Cunha, C.A.B.R. -1970- Geologia do Triângulo Mineiro. Bol. Div. Geol. Min., DNPM, Rio de Janeiro, nº 136, 140 p.

Brobrievich, A.P.; Bondarenko, M.N.; Gnevushev, M.A.; Krasov, A.M.; Smirnov, G.I. & Yurkevich, R.K. -1959- The diamond deposits of Yakutia. State Scientific and Technical Publ. House, Moscou, 240 p.

Feitosa, V.M.N. & Svisero, D.P. -1984- Conglomerados diamantíferos da região de Romaria, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., Rio de Janeiro. Anais ...Rio de Janeiro, SBG, v. 10, p. 4995-5005.

Fersmann, A. von & Goldschmit, V. -1911- Der Diamant. Carl Winters, Heidelberg, 274 p.

Gorina, I.F. -1971- The crystal morphology of diamonds from the Anabar-Olenek Interfluve. In: Kimberlite Volcanism and Prospects for

- primary diamond content in the northeastern part of the Siberian Platform. M.I. Rabkin, V.A. Milashev & L.S. Yegorov Eds., Leningrad, p. 90-107.
- Grantham, D.R. & Allen, J.B. -1960- Kimberlites in Sierra Leone. Overseas Geology and Mineral Resources, 8: 5-25.
- Harris, J.W. -1973- Observations on Letseng-la-terae diamonds. In: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon Ed., Nat. Dev. Corp., Lesotho, p. 37-38.
- Harris, J.W.; Hawthorne, J.B. & Oosterveld, M.M. -1979- Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern African kimberlites. In: Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. F.R. Boyd & H.O.A. Meyer Eds., AGU, Washington, p. 27-41.
- Harris, J.W.; Hawthorne, J.B.; Oosterveld, M.M. & Wehmeyer, E. -1975- A classification scheme for diamond and a comparative study of South African diamond characteristics. Phys. and Chem. of Earth, 9: 765-783.
- Hasui, Y. -1969- O cretáceo no oeste mineiro. Bol. Soc. Bras. Geol., 18: 29-56.
- Isotta, C.A.L. -1969- Contribuição ao estudo da jazida diamantífera de Romaria, Minas Gerais. Tese de Mestrado, FFCL-USP, 82 p.
- McCallum, M.E.; Mabarak, C.D. & Coopersmith, H.G. - 1979- Diamonds from kimberlites in the Colorado-Wyoming State Line District. In: Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. F.R. Boyd and H.O.A. Meyer Eds., AGU, Washington, p. 42-58.
- Meyer, H.O.A. & Tsai, H.M. -1976- The nature and significance of mineral inclusions in natural diamonds. A Review. Minerals Sci. Engn., 8(4): 242-261.
- Milashev, V.A. -1965- Petrochemie des kimberlites de Yakoutie et les facteurs de leur mineralization diamantifere. Trudy nauchno-issl. Inst. Geol. Arktiki gos. geol. komit. SSSR. Tradução BRGM nº 5256, BRGM, Paris, 188 p.
- Moore, M. & Lang, A.R. -1974- On the origin of the rounded rhombic dodecahedral habit of natural diamond. Journ. Crystal. Growth, 26: 133-139.
- Suguió, K.; Svisero, D.P. & Felitti, W. -1979- Conglomerados polimíticos diamantíferos de idade cretacea de Romaria (MG): um exemplo de sedimentação de leques aluviais. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro Atas... Rio Claro, SBG, p. 217-229.
- Suttom, J.R. -1928- Diamond: a descriptive treatise. T. Murby, London.
- Svisero, D.P. -1978- Composição química, origem e significado geológico de inclusões minerais de diamantes do Brasil. Tese de livre docência, IG-USP, 165 p.
- Svisero, D.P.; Coimbra, A.M. & Feitosa, V.M.N. -1980- Estudo mineralógico e químico dos concentrados da Mina de diamantes de Romaria, município de Romaria, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, Anais...Camboriú, SBG, v. 3, p. 1776-1788.
- Svisero, D.P. & Haralyi, N.L.E. -1978- O diamante Princesa de Estrela do Sul. Miner. Metal., 42(405): 38-41.
- Whitelock, T.K. -1973- Morphology of the Kao diamonds. In: Lesotho Kimberlites, P.H. Nixon Ed., Nat. Dev. Corp., Lesotho, p. 128-140.
- Williams, A.F. -1932- The genesis of diamond. 2 vols., E. Benn Ltd. London.

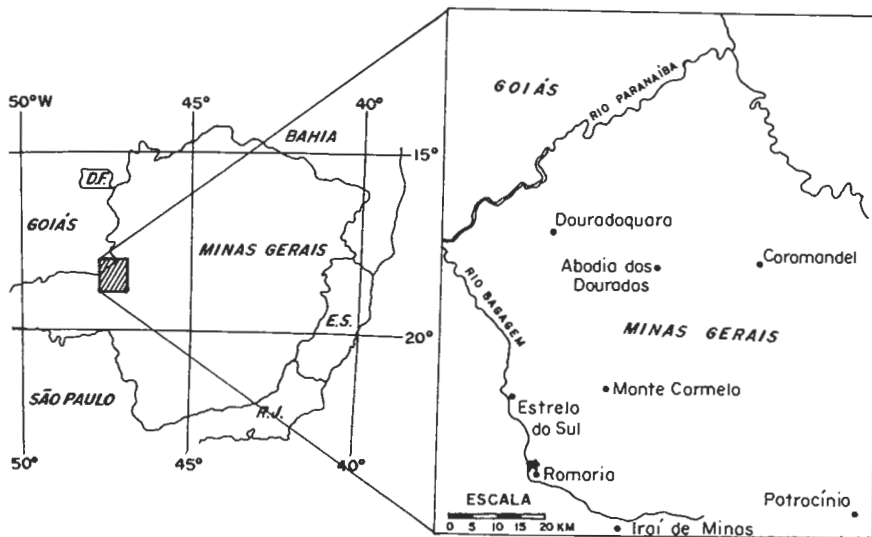


FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DE MINA DE DIAMANTES DE ROMARIA, MG.

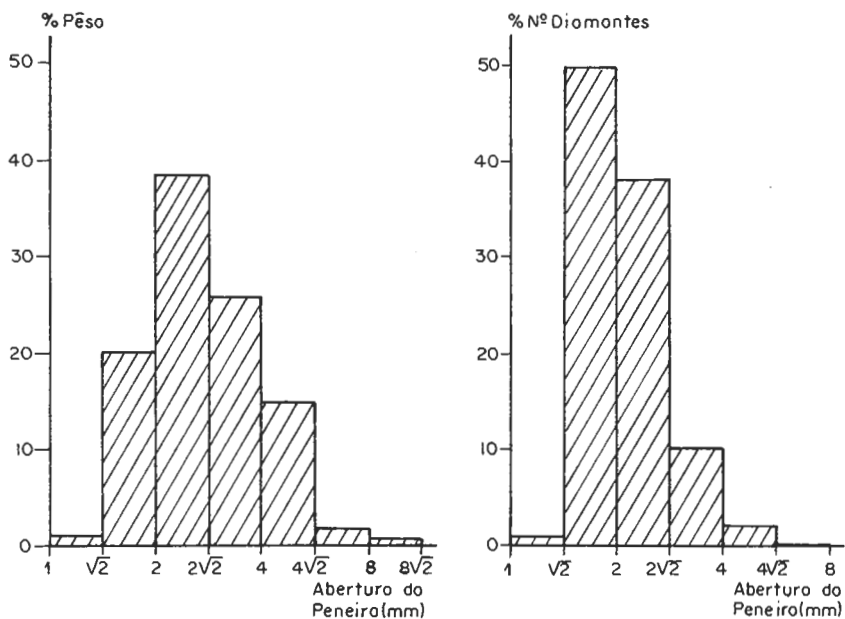


FIG. 2 - DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA POR PÊSO E NÚMERO DE DIAMANTES DE ROMARIA, MG.

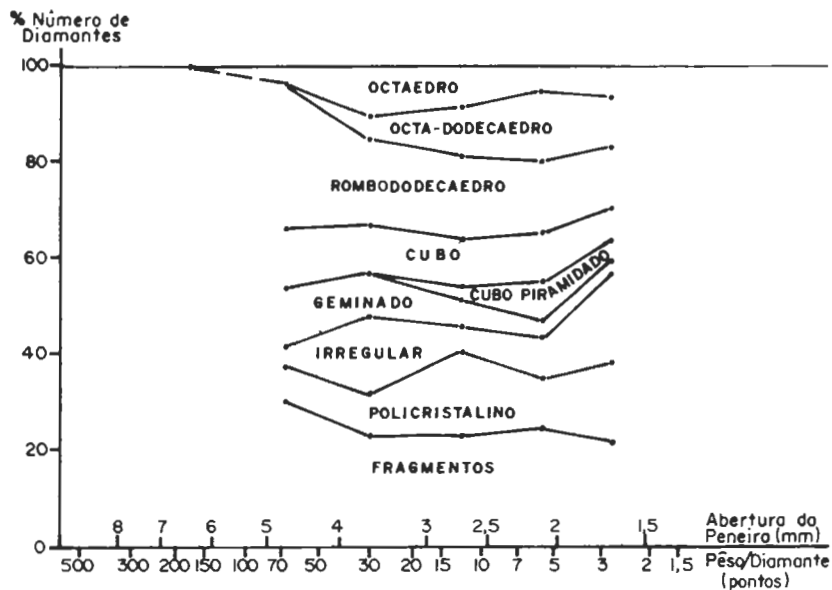


FIG. 3 — CLASSIFICAÇÃO DOS DIAMANTES DE ROMARIA SEGUNDO O HÁBITO CRISTALINO

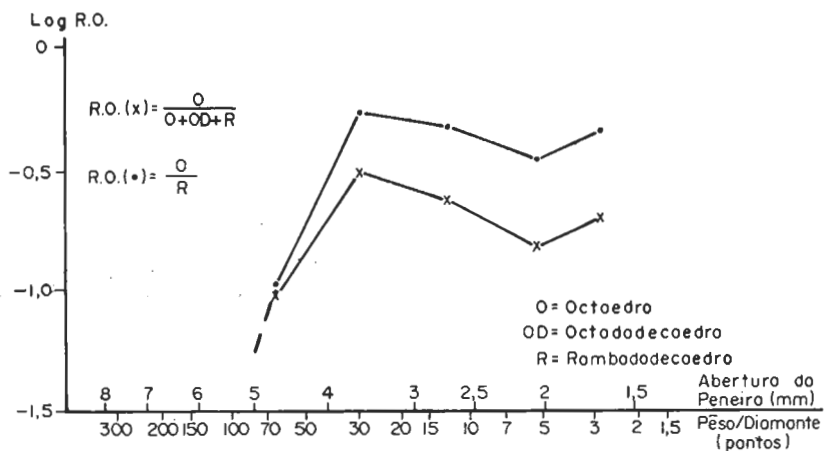


FIG. 4 — RELAÇÃO DA GRANULOMETRIA COM A RAZÃO O/R E O/(O+OD+R) DOS DIAMANTES DE ROMARIA.

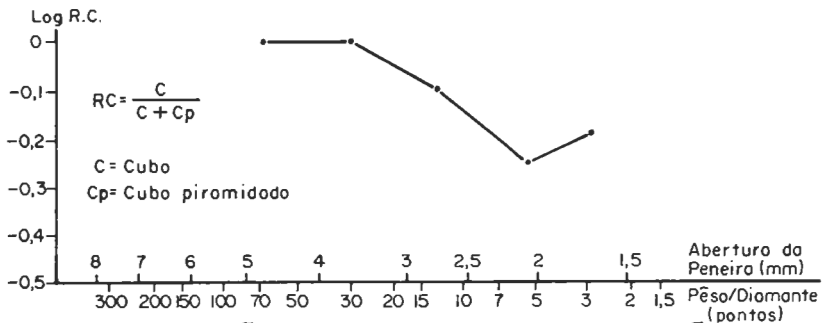


FIG. 5 - RELAÇÃO DA GRANULOMETRIA E A RAZÃO C/C+Cp

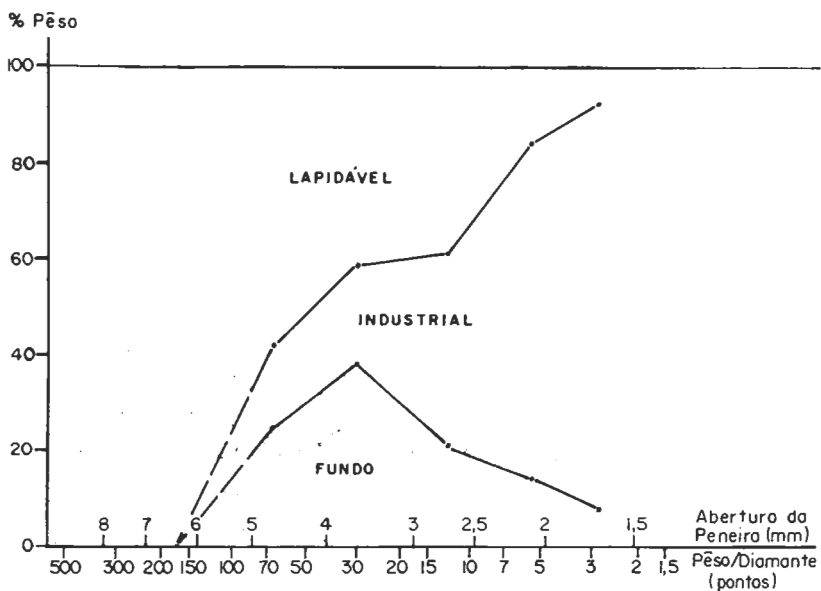


FIG. 6 - CURVAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS DIAMANTES DE ROMARIA SEGUNDO A CLASSIFICAÇÃO COMERCIAL

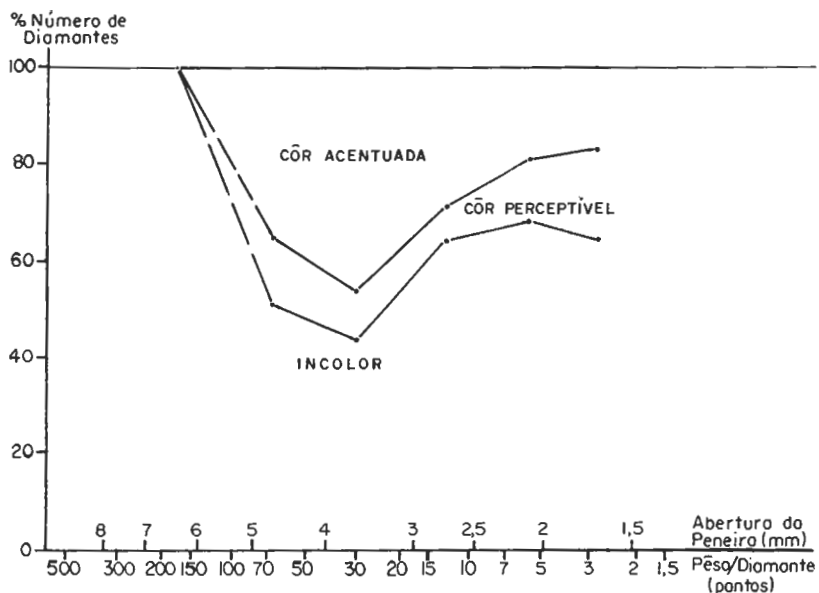


FIG. 7 - CURVA DE DISTRIBUIÇÃO DE CÔR NOS DIAMANTES DE ROMARIA

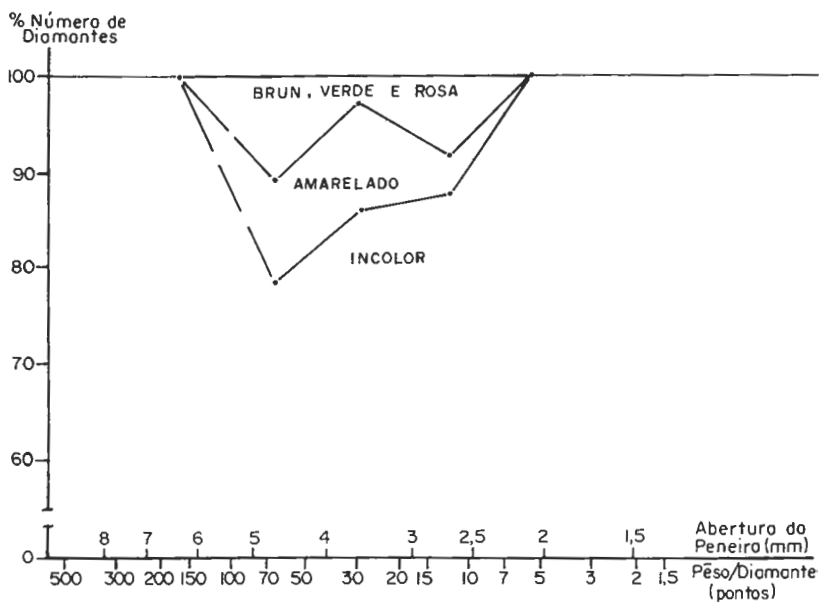
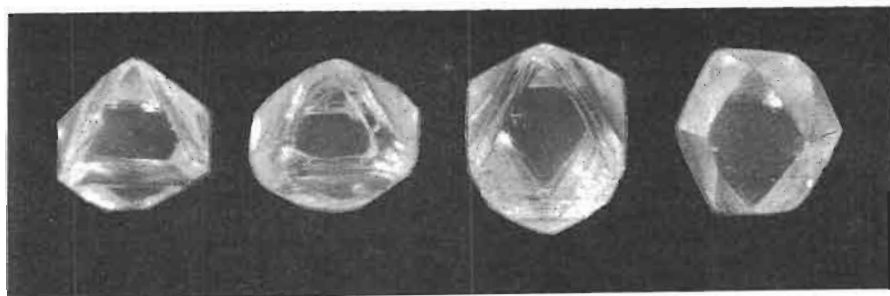
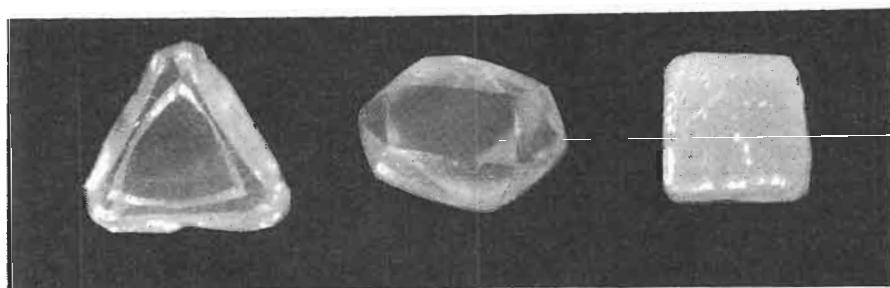


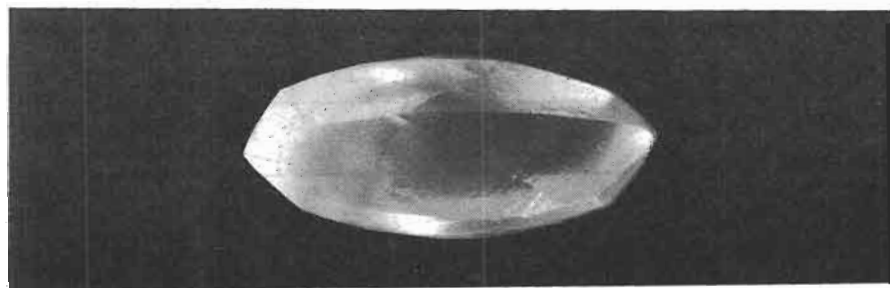
FIG. 8 - CURVA DE DISTRIBUIÇÃO DAS CÔRES DOS DIAMANTES LAPIDÁVEIS DE ROMARIA



Fotografia 1 - Progressão do octaedro de faces planas para o rombododecaedro de faces curvas passando pelas formas intermediárias octa-dodecaédricas.



Fotografia 2 - Geminado de contato (chapeu de frade), rombododecaedro achatado e cubo simples.



Fotografia 3 - Rombododecaedro desproporcionado originando cristal de hábito fusiforme conhecido popularmente pela expressão "grão de arroz".

Tabela 1 - Classificação morfológica do diamante de Romaria em função da granulometria. As razões no final da tabela mostram as relações entre as formas primárias (octaedro e cubo) e as formas derivadas (rombododecaedro, octa-dodecaedro e cubo piramidado).

PENEIRA	+ 3	+ 5	+ 8	+13	+18	+21
PESO EM PONTOS	2,8	5,4	12,3	30	68,6	175
OCTAEDRO (%)	5,5	5,0	7,8	9,9	3,0	0
OCTA-DO-DECAEDRO (%)	11,2	14,8	10,3	5,3	0	0
DODECAEDRO (%)	12,7	15,2	17,7	18,3	30,3	80,0
CUBO (%)	7,0	10,1	9,7	9,5	12,1	0
CUBO PIRAMIDADO (%)	3,9	7,8	2,7	0	0	0
GEMINADO (%)	2,9	3,4	5,6	9,5	12,1	0
IRREGULAR (%)	18,3	8,4	5,1	16,0	4,5	0
POLICRISTALINO (%)	16,6	10,4	17,3	7,3	7,6	0
FRAGMENTOS (%)	21,9	24,9	23,8	24,2	30,4	20,0
O/D R	0,4331	0,3289	0,4407	0,5410	0,0990	-
log	- 0,3634	- 0,4829	- 0,3559	- 0,2668	- 1,0043	-
O/O+OD+D R	0,1871	0,1429	0,2179	0,2955	0,0901	-
log	- 0,7279	- 0,8450	- 0,6617	- 0,5294	- 1,0453	-
O/OD+D R	0,2301	0,1667	0,2786	0,4195	0,0990	-
log	- 0,6381	- 0,7781	- 0,5550	- 0,3773	- 1,0046	-
C/C+CP R	0,6422	0,5642	0,7823	1,00	1,00	-
log	- 0,1923	- 0,2486	- 0,1066	0,00	0,00	-

Tabela 1 - Distribuição da cor nos diamantes de Romaria. Os incolores predominam em todas as frações; os de cor perceptível incluem os lapidáveis; os de cor acentuada por sua vez incluem os tipos indústria e fundo.

RETIDO NA PENEIRA Nº	ABERTURA DA PENEIRA (mm)	PESO MÉDIO DO DIAMANTE (PONTOS)	INCOLOR	COR PERCEPTÍVEL	COR ACENTUADA			
					AMARELO	BRUN	CINZA	OUTRAS (VERDE, AZUL E ROSA).
+ 3	1,33	2,8	65,0	18,2	0,9	0,6	15,0	0,3
+ 5	1,70	5,4	68,4	13,0	1,7	1,5	14,9	0,3
+ 8	2,26	12,3	64,7	7,1	1,1	2,5	23,5	1,1
+ 13	3,18	30,0	44,1	10,3	1,1	3,4	40,2	0,8
+ 18	4,11	68,6	51,5	13,7	3,0	4,5	24,3	3,0
+ 21	5,41	175	100,0	-	-	-	-	-

ESTUDO COMPARATIVO DAS INCLUSÕES NAS ESMERALDAS DE ITABIRA/MG E SANTA TEREZINHA/GO

Dietmar Schwarz e Júlio Cesar Mendes

DEGEO - UFOP

Resumo

Neste trabalho é dada uma classificação das inclusões mais importantes, que ocorrem nas esmeraldas de Itabira/MG e Santa Terezinha/GO. Nas esmeraldas de Itabira destacam os diferentes tipos de tubos de crescimento e uma grande variedade de cavidades (em parte formada como cristais negativos) preenchidas com inclusões de duas, três ou mais fases. Nas esmeraldas da Santa Terezinha de Goiás, as inclusões mais importantes são as inclusões minerais, onde já foram identificadas: picotita, carbonato (s), pirita, talco, mica, esmeralda, calcopirita (?) e pentlandita (?). Inclusões mais raras nas esmeraldas de Santa Terezinha são: uma distribuição de cor irregular, estrias de crescimento, inclusões bifásicas e zonas centrais (regiões com concentração mais elevada de inclusões). Inclusões minerais são raras nas esmeraldas de Itabira, sendo mais frequente a mica. Devem ser mencionadas, ainda, nessas esmeraldas além dos tubos de crescimento e dos diversos tipos de preenchimentos de cavidades, típicas formações de fraturas em forma de discos.

Abstract

A classification of the most important inclusions in emeralds from the mines of Itabira/MG and Santa Terezinha/GO is given. While the emeralds from the Itabira mine are principally characterized by the appearance of different types of growth tubes and a large variety of cavities (partially formed as negative crystals) with different fillings (two-, three-, or multiphase-inclusions), the most interesting inclusion group in the Santa Terezinha emeralds are the mineral inclusions. Until now have been identified: picotite, carbonate (s), pyrite, talc, mica, emerald, chalcopyrite (?) and pentlandite (?). More uncommon inclusion marks in the Santa Terezinha emeralds are: an irregular colour distribution, growth lines, two-phase-inclusions and central areas with an elevated inclusion concentration. Mineral inclusions are rare in the emeralds from Itabira mine. Besides the growth tubes and the different cavity fillings have to be mentioned, especially, typical disk-like fractures.

Zusammenfassung

Es wird eine Klassifikation der wichtigsten Einschlüsse in den Smaragden der Lagerstätten Itabira/MG und Santa Terezinha/GO gegeben. Während sich die Smaragde von Itabira insbesondere durch das Auftreten verschiedener Typen von Wachstumsröhren und eine Vielfalt von Hohlräumen (z.T. als negative Kristalle) mit unterschiedlichen

Füllungen (Zwei-, Drei-, und Mehrphaseneinschlüsse) auszeichnen, ist die interessanteste Einschlussgruppe in den Santa Terezinha-Smaragden diejenige der Mineraleinschlüsse. Hier konnten bisher identifiziert werden: Picotit, Carbonat (e), Pyrit, Talk, Glimmer, Smaragd, Kupferkies (?), und Pentlandit (?). Seltenerer Einschlussmerkmale in den Santa Terezinha-Smaragden sind eine unregelmäßige Farbverteilung, Wachstumstreifen, Zweiphaseneinschlüsse und Kernzonen (Bereiche mit erhöhter Einschlusskonzentration). Mineraleinschlüsse sind in den Itabira-Smaragden selten (am häufigsten ist Glimmer). Neben den Wachstumsröhren und den verschiedenen Hohlraumfüllungen sind in diesen insbesondere noch typische, scheibchenförmige Rissbildungen zu erwähnen.

ITABIRA / MG

As esmeraldas da mina Belmont em Itabira /MG (100 km de Belo Horizonte) podem ser diferenciadas sem maiores problemas de suas equivalentes de Santa Terezinha /GO, Carmaíba/BA e Socotó/BA, devido a suas inclusões. No exame com o microscópio geológico nota-se inicialmente que as esmeraldas de Itabira possuem muito poucas inclusões minerais. Sem dúvida, o mineral mais frequente é a mica. Esta se destaca, em primeira linha, através de sua grande variação de cores. Cristais de mica de coloração diferente se encontram não apenas no exame de diversas esmeraldas de Itabira, muitas vezes, as inclusões de mica no mesmo cristal hospedeiro mostram também várias cores distintas (1). Trata-se aqui de diferentes tons de marrom, iniciando com um marrom amarelado, indo à um forte marrom acinzentado e até um que atinge o preto. Tons esverdeados também ocorrem, mas são raros.

As plaquinhas de mica possuem, na maioria, contornos fortemente arredondados, mas, ao mesmo tempo, observam-se também plaquinhas com delimitações muito irregulares ou cristais mais ou menos alongados. Às vezes pode-se observar manifestações muito interessantes nos cristais de mica, que por enquanto, ainda são difíceis de identificar, mas que aparentemente provêm de fenômenos nos quais participam processos de dissolução e de formação de novos minerais. A foto 2 mostra um destes cristais de mica, em que numa ponta, teve lugar um processo de dissolução ou transformação, enquanto que na outra ponta pode-se observar o crescimento em esqueleto de um (novo?) mineral. A cavidade de contorno escuro, reconhecível no lado achatado do cristal de mica, pode ser uma bolha preenchida de líquido ou gás. Como outras inclusões minerais, nas esmeraldas de Itabira, foram observadas, até agora, apenas cristais transparentes, praticamente incolores, que ainda não puderam ser identificados (mas trata-se, muito provavelmente, de mais de uma espécie mineral).

Fato que chama mais atenção do que as inclusões minerais nas esmeraldas de Itabira são os tubos de crescimento, parcialmente muito disseminados. Estes são, em geral, canais minúsculos, que possuem normalmente preenchimentos de duas ou mais fases e estão orientados na direção do eixo c da esmeralda. Muitas vezes, estes minúsculos tubos de crescimento estão presentes em tal número que eles transmitem à pedra um aspecto turvo (3). Pela sua ordenação em cordões paralelos, eles são responsáveis pelo assim chamado " efeito de chuva ", que é observável também em muitas águas marnhas brasileiras (4). Às vezes este efeito de chuva é encoberto através do aparecimento de numerosos planos distintos que são paralelos entre si e à face basal da esmeralda. Estes planos são formados pelo enriquecimento local dos minúsculos tubos de crescimento. Os finos tubos de crescimento são geralmente acompanhados por um número maior ou menor de tubos de crescimento essencialmente maiores (5) que podem ser vazios ou apresentar um preenchimento diverso: um ou dois líquidos, eventualmente combinados com uma bolha de gás ou uma substância sólida (mais abaixo entraremos em pormenores destas inclusões de duas, três e mais fases).

Uma inclusão é bem típica nas esmeraldas de Itabira e não foi ainda observada, nem em pedras de Goiás, nem nas da Bahia. Trata-se de fraturas de tensão mais ou menos em forma de discos, as quais possuem geralmente em seu centro, uma cavidade com preenchimento de duas, três ou mais fases (6). Geralmente estas fraturas produzem grupos nas quais elas estão ordenadas paralelamente entre si e aproximadamente paralelas à face basal da esmeralda (isto é, paralelas à clivagem basal ruim do berilo perpendicular aos tubos de crescimento). Este tipo de inclusão, específico para a localidade de Itabira, lembra em seu aspecto algo dos conhecidos " halos " nos corindons do Ceilão (naqueles, trata-se de cristais de zircão acompanhados de fraturas de tensão). O mais interessante grupo de inclusões nas esmeraldas de Itabira é, sem dúvida, formado pelas inclusões bifásicas e polifásicas que apresentam uma grande riqueza de formas e uma variação considerável dos conteúdos das cavidades que as contêm. Além dos tubos

de crescimento de tamanhos variados, descritos acima, encontram-se estas inclusões em cavidades regularmente delimitadas ou quase retangulares, assim como, frequente - mente em cristais negativos, desenvolvidos de maneira mais ou menos ideal. Devido a importância deste grupo de inclusões nas esmeraldas de Itabira, devemos retornar, neste ponto, mais uma vez aos termos " fase ", " inclusões trifásicas ", etc.

Quanto as inclusões trifásicas e polifásicas, as designações na literatura gemolôgica, muitas vezes, são enganadoras e incorretas. Na mineralogia entende-se o termo fases com domínios que são quimicamente homogêneos e apresentam propriedades físicas características. As diferentes fases de um sistema físico têm limites definidos e são mecanicamente separáveis. O número das fases possíveis dentro de um sistema de finido é dado pela Lei de fases de W. GIBBS (1880):

$$F + L = C + 2$$

Sendo F o número das fases, L o número dos graus de liberdade, e C e o número dos componentes do sistema.

O termo " fase " não deve ser confundido com a expressão " estado de agregação ", i.e., os três estados da matéria: sólido, líquido e gasoso. Em seguida, esclarecemos o termo " fase " baseado em alguns exemplos.

Uma cavidade preenchida por um líquido e uma bolha de gás forma uma inclusão bifásica, com o líquido sendo a 1.ª fase e a bolha de gás, a 2.ª fase (ao mesmo tempo há dois estados da matéria). No caso de uma cavidade preenchida por dois líquidos não miscíveis, trata-se, também, de uma inclusão bifásica, sendo cada líquido uma fase própria (neste caso só há um estado de agregação). As inclusões trifásicas, " clássicas " nas esmeraldas colombianas, são constituídas por uma cavidade preenchida por líquido que, além de uma bolha de gás, contém um cristal.

Imaginemos, agora, uma cavidade que, além de um líquido e uma bolha de gás, contém várias inclusões cristalinas. A designação correta dessa inclusão depende da natureza dos cristais: se todos os cristais pertencem à mesma espécie mineral, eles formam uma só fase na sua totalidade e, conseqüentemente, a inclusão é uma inclusão trifásica (1.ª fase: líquido, 2.ª fase: bolha de gás, 3.ª fase: os cristais, todos pertencentes à mesma espécie mineral, veja figura 25).

Uma outra cavidade, na qual se encontram além do líquido e da bolha de gás, duas inclusões de cristais diferentes, apresenta então conseqüentemente uma inclusão tetrafásica, já que pela definição do termo fase (veja acima) cada um dos dois cristais tem que ser considerado como uma fase distinta (compare figura 26).

Já foram observadas em minerais, inclusões com mais de dez fases diferentes. Para não complicar desnecessariamente a maneira de designação no uso gemológico normal, pode-se falar em inclusões de mais de três fases, em geral, como inclusões polifásicas.

Análogo à proposta de nomenclatura de DIEHL' (1976) designa-se por exemplo, uma inclusão com líquido e uma bolha de gás como inclusão bifásica do tipo 'lg' (l = líquido, g = gás). Uma inclusão com dois líquidos não miscíveis é uma inclusão bifásica do tipo 'll'. Uma inclusão com líquido, bolha de gás e cristal é uma inclusão trifásica do tipo 'slg'. As inclusões frequentes nas esmeraldas de Itabira que possuem além de dois líquidos, ainda uma bolha de gás, pertencem com isto às inclusões trifásicas do tipo 'llg'. Uma inclusão tetrafásica com líquido, bolha de gás e dois cristais diferentes, finalmente ao tipo 'sslg'.

Assim como nas esmeraldas colombianas, pode-se diferenciar, também nas pedras de Itabira cavidades primárias e secundárias. Naturalmente, da mesma maneira, seus preenchimentos se deixam classificar, também como inclusões primárias e secundárias. Assim são de caráter primário os tubos de crescimento, e os cristais negativos, já que estes se formam simultaneamente com o cristal hospedeiro circundante e são envolvidos por este. Inclusões tipicamente secundárias são ao contrário, as cavidades com inclusões de duas, três ou mais fases, quando elas fazem parte de fraturas antigas, as quais enquanto o crescimento do cristal ainda contínuo e o cristal em crescimento tinha ainda contato com o líquido-mãe foram preenchidas pelo mesmo e cicatrizadas.

Essas inclusões apresentam então os restos não digeridos do líquido-mãe, isto é, os componentes não consumidos no processo de cicatrização. Além das inclusões do tipo 'lg', geralmente muito disseminadas também em esmeraldas de outras jazidas, observava-se ocasionalmente, nas esmeraldas de Itabira, inclusões do tipo 'slg', mas são mais interessantes e mais características, outras combinações de fases:

1. Cavidades com dois líquidos imiscíveis = inclusões bifásicas do tipo 'll'.

2. Cavidades com dois líquidos imiscíveis e uma bolha de gás = inclusões trifásicas do tipo 'llg' (7, 8).

A proporção de volume das três fases pode evidentemente variar bastante de inclusão para inclusão, mesmo que a bolha de gás, da mesma maneira que nas inclusões do tipo 'lg', tome geralmente um espaço relativamente pequeno.

3. Cavidades com dois líquidos imiscíveis, uma bolha de gás e um cristal = inclusões tetrafásicas do tipo 'sllg' (9).

Como último grupo de inclusões nas esmeraldas de Itabira, os diferentes tipos de fraturas e fissuras devem ser submetidos a uma observação mais minuciosa: o que chama a atenção à primeira vista, é o número relativamente alto daquelas fraturas que não foram cicatrizadas, mas ao invés disso, são " secas ", isto é, preenchidas de ar (preenchidas de gás). Isto indica que estas fraturas são de origem epigenética, quer dizer, só foram formadas posteriormente, depois que o crescimento do cristal estava terminado e este já não estava mais em contato com sua solução nutritiva.

São mais frequentes fraturas que são praticamente planas ou pouco onduladas e ocorrem paralelamente à face basal da esmeralda (10). Elas ocorrem geralmente reunidas e se apresentam na observação em luz transmitida como discos paralelos entre si, que possuem uma cor preta a marrom, devido à reflexão total da luz.

Além dos sistemas de fraturas orientados paralelos à base, existem outros, também não cicatrizados, que impregnam a esmeralda geralmente em grande número, sem orientação, em forma semelhantes à penas (11). Já que estas fraturas, como mencionada acima, só foram formadas depois que o cristal não estava mais em contato com a solução nutritiva, que poderia cicatrizá-lo, elas ficaram quase todas vazias (secas).

Pode ocorrer que soluções estranhas (por exemplo soluções de Mn ou Fe) penetram posteriormente nas fraturas e se cristalizaram sob a formação de diversos minerais. Tem sentido, neste caso, em não se falar de um processo de cicatrização, mas meramente de um preenchimento da fratura, através de uma substância estranha.

A expressão " cicatrizar " deve ser apenas utilizada quando se trata de uma penetração da solução nutritiva da qual se cristaliza a mesma substância do cristal hospedeiro circundante, e que fecha assim a fratura.

A substância estranha cristaliza-se na forma de dentritas ou esqueletos (12) , devido ao rápido crescimento.

SANTA TEREZINHA / GO

O grupo de inclusões dominante nas esmeraldas de Santa Terezinha/GO, é sem dúvida, o das inclusões minerais. Elas se apresentam em quantidade e variedade não observadas em esmeraldas de outras jazidas brasileiras. Entre as inclusões mais importantes, têm-se:

a) Picotita

O mineral de inclusão mais frequente é um membro dos espinélios que foi determinada por Hänni & Keres (1983) como picotita, (Mg, Fe) (Al, Cr, Fe)₂O₄. Apresenta-se com uma forma muito variada: desde pequenos grãos, densamente distribuídos sobre o cristal hospedeiro (13, 21, 22), até localmente concentrados, formando " nuvens " que tornam a esmeralda praticamente opaca nestas regiões. Cristais maiores de picotita são raros e quando encontrados, também apresentam formas irregulares. Cristais bem desenvolvidos (octaedros) são menos frequentes.

Ao lado dos agregados em forma de " nuvens ", este mineral frequentemente é encontrado dentro de fraturas (14), nas quais ele se apresenta uniformemente distribuído e formando densas concentrações.

b) Carbonato

Inclusões carbonáticas ocorrem em menor quantidade que a picotita. Também variam muito em sua forma de apresentação: desde pequenos cristais irregularmente distribuídos, mais ou menos densamente sobre todo o cristal de esmeralda (21, 22), até concentrações em algumas regiões da gema. Sua coloração varia de transparente, incolor até acastanhada.

Foram encontrados cristais de esmeralda que possuíam tantas inclusões carbonáticas

cas, que o percentual de esmeralda e carbonato era praticamente o mesmo. Existem também agrupamentos planares (15) de carbonatos, tão grossos e compactos, que tornam a esmeralda praticamente opaca na luz transmitida.

Existe inclusão de carbonato que se apresenta na forma de romboedros bem desenvolvidos (16), desde incolor até marrom suave. As inclusões carbonáticas foram consideradas por Hänni & Kerez (1983), como dolomita, $CaMg(CO_3)_2$. Segundo Cassedane & Sauer (1984), deve tratar-se de calcita com traços de magnésio (indicando uma solução sólida de calcita-dolomita). Segundo alguns exames nossos, encontram-se na rocha-matriz carbonática da esmeralda, diferentes carbonatos (dolomita, magnesita). Devido a grande variação de cor e forma das inclusões carbonáticas, pode-se supor, que se trata de mais de um mineral (ou pelo menos de mais de uma geração do mesmo mineral).

A solução deste problema será fornecida no decorrer de outras análises químicas.

c) Outras inclusões minerais opacas

Ao examinar esmeraldas de Santa Terezinha no microscópio gemológico, com a técnica de luz transmitida normal, nota-se logo as inclusões de cristais opacos, que são chamados de " carvão " pelos garimpeiros e comerciantes de gema. Na luz refletida, reconhecem-se diferentes espécies minerais nessas inclusões.

A picotita é a inclusão dominante sendo o segundo mineral de inclusão opaca mais frequente, a pirita (em parte como pseudomorfos da goethita, /limonita sobre a pirita, que é distinguída devido a cristais cúbicos bem desenvolvidos (17,18)).

Outras formas cristalinas (pentagonodecaedro ou cristais combinados) são também frequentes, muitas vezes ela ocorre em grãos irregulares.

Outras inclusões minerais opacas, que em relação à pirita (e, em especial, à picotita) ocorrem com muito menos frequência, são a calcopirita (?) de coloração verde-amarelo latão e a pentlandita (?), em grãos cristalinos bronze-amarronzados.

d) Talco e mica (biotita)

Em quantidade bem menor que as inclusões carbonáticas, são encontrados o talco e a mica (biotita), mas que em algumas esmeraldas podem ser muito numerosos.

O talco aparece às vezes em grande número sob a forma de finas escamas transparentes.

A olho nũ são praticamente irreconhecíveis e quase não influenciam a cor e a transparência da esmeralda, já sob condições de iluminação do campo escuro, são percebidas através de seus reflexos prateados (19).

Os cristais de mica podem se apresentar individualmente, ou mais raramente, como concentrações de agregados irregulares, às vezes, de uma coloração marrom intensa.

O tipo de inclusão mineral pode fornecer indícios sob a gênese da esmeralda, ou seja, esmeraldas claras (isto é, com uma coloração verde menos forte), se destacam pela presença de inclusões de carbonatos ou talco. Isto é evidente, pois a concentração do elemento cromo (responsável pela cor), é menor na rocha carbonatada ou talcosa do que nos micaxistos. Já esmeraldas com verde intenso, possuem quase sempre inclusões do mineral de cromo picotita. Pode-se observar todas as possibilidades de combinação, em termos da paragénesis das inclusões. Encontra-se, por exemplo, picotita + carbonato, picotita + talco, carbonato + pirita ou carbonato + picotita + pirita ou carbonato + pirita, etc. (21, 22).

e) Esmeralda e inclusões minerais ainda não identificadas

Ocasionalmente encontram-se como minerais de inclusão, fragmentos ou pequenos cristais de esmeralda (23). Podem ser reconhecidos devido a uma ligeira variação de cor em relação ao cristal hospedeiro de esmeralda.

Outras inclusões sólidas, aparentemente protogenéticas, de natureza não determinada, são inclusões transparentes, em geral incolores. Mostram um alto relevo e formas arredondadas, que provavelmente são devidas a processos de corrosão. Bank & Petsch (1982), comparam estas inclusões com os restos de fluxo nas esmeraldas sintéticas.

Outros tipos de inclusão ocorrem nas esmeraldas de Santa Terezinha, sendo muito menos frequentes que as inclusões minerais. Deve-se mencionar uma distribuição irregular de cor, às vezes pronunciada, assim como estrias de crescimento, que são relativamente frequentes, mas fracamente desenvolvidas. Inclusões bifásicas são raras e muito pequenas. Foram encontradas muito raramente as zonas centrais, que são compos

tas de tubos de crescimento ou minerais diferentes nas esmeraldas de Sootó/BA, onde elas são bem características e muito frequentes (Schwarz, 1984). Nas esmeraldas de Santa Terezinha, as zonas centrais se compõem preferencialmente de picotita e carbonato.

Comparando-se os resultados do presente trabalho (no decorrer do qual foram examinados as inclusões de cerca de 400 esmeraldas de Santa Terezinha), com as observações de outros autores (Sauer, 1983; Cassedane & Sauer, 1982, Hänni & Kerez, 1983; Cassedane, 1984), conclui-se que os dados de Cassedane e Sauer, diferenciam, em alguns pontos, dos resultados obtidos por Hänni & Kerez, assim como de nossas observações.

Segundo Cassedane e Sauer, por exemplo, as inclusões mais importantes nas esmeraldas de Santa Terezinha são pirita, cromita, talco e calcita. Onde a pirita (e pseudo morfos de limonita sobre a pirita) é a mais frequente. Nossos exames forneceram, ao contrário, que a picotita é o mineral de inclusão mais frequente. A discrepância em relação ao mineral de inclusão mais frequente resulta provavelmente, do fato em que os pequenos cristais que formam as " nuvens " típicas, foram vistos como pirita por Cassedane e Sauer. Nas nuvens de inclusões minerais opacos, trata-se porém, segundo a nossa opinião (em acordo com os dados de Hänni & Kerez), quase que exclusivamente de cristais de picotita.

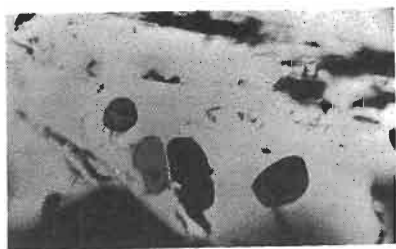


Fig. 1 35x



Fig. 2 100x

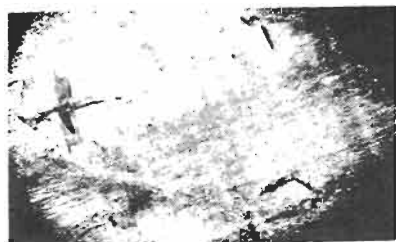


Fig. 3 20x



Fig. 4 50x



Fig. 5 50x

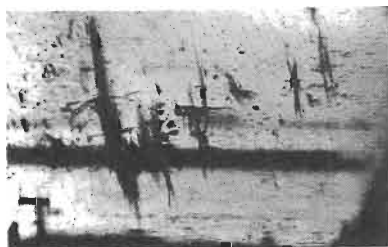


Fig. 6 50x

- Fig. 1 - Placas de mica arredondadas com cores diferentes (Itabira).
Fig. 2 - Cristais de mica apresentando fenômenos interessantes de dissolução e de no crescimento mineral (Itabira).
Fig. 3 - Tubos de crescimento em forma de canais minúsculos que, geralmente, estão presentes em tal número que eles transmitem à pedra um aspecto turvo (Itabira).
Fig. 4 - Pelo seu arranjo em cordões paralelos, os tubos de crescimento são responsáveis pelo assim chamado " efeito de chuva " (Itabira).
Fig. 5 - Tubos de crescimento mais grossos, acompanhados por fraturas de tensão mais ou menos em forma de discos (Itabira).
Fig. 6 - Em geral as fraturas de tensão em forma de discos constituem grupos, nos quais elas estão ordenadas paralelamente entre si e aproximadamente paralelas à face basal da esmeralda (Itabira).



Fig. 7 50x

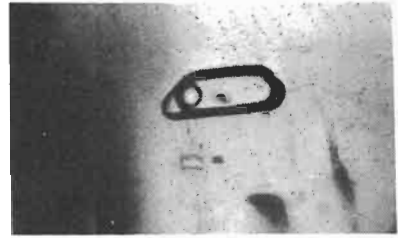


Fig. 8 100x



Fig. 9 100x

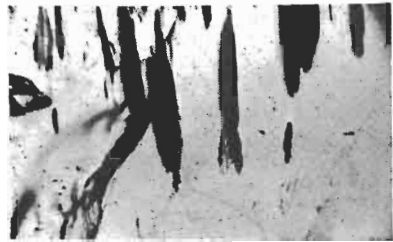


Fig.10 20x



Fig. 11 20x

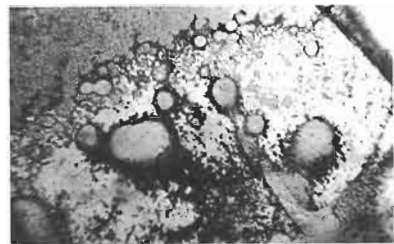


Fig. 12 20x

- Fig. 7 - Fraturas de tensão e cristais negativos, com preenchimentos diferentes. Um deles contém dois líquidos imiscíveis, outro dois líquidos imiscíveis e uma bolha de gás (Itabira).
- Fig. 8 - Cristal negativo formado como inclusão trifásica, contendo dois líquidos imiscíveis e uma bolha de gás (Itabira).
- Fig. 9 - Cavidade contendo dois líquidos imiscíveis, uma bolha de gás e um cristal. Trata-se, conseqüentemente, de uma inclusão tetrafásica do tipo 'sllg' (Itabira).
- Fig.10 - Fraturas planas ocorrendo quase paralelamente à face basal da esmeralda (Itabira).
- Fig.11 - Fraturas não cicatrizadas ("secas") sem orientação preferencial (Itabira).
- Fig.12 - Substância estranha que cristalizou numa fratura em formas dendríticas (Itabira).

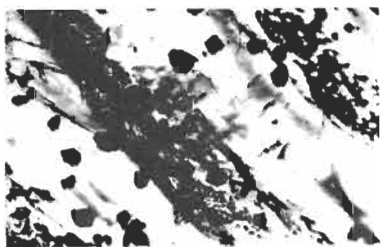


Fig. 13 50x



Fig. 14 20x



Fig. 15 20x



Fig. 16 70x

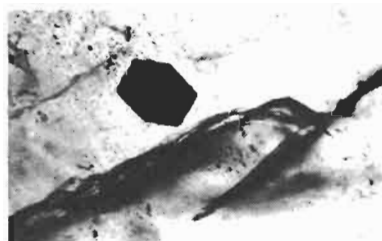


Fig. 17 50x



Fig. 18 70x

Fig. 13 - Grãos de picotita (Santa Terezinha).

Fig. 14 - Fraturas preenchidas por cristais de picotita (Santa Terezinha).

Fig. 15 - Agrupamentos planares de carbonato (Santa Terezinha).

Fig. 16 - Rombóedro, bem desenvolvido, de um mineral carbonático (Santa Terezinha).

Fig. 17 - Cristal de pirita em forma de cubo, idealmente desenvolvido (Santa Terezinha).

Fig. 18 - Cristal combinado de pirita, fotografado na iluminação do campo escuro (Santa Terezinha).

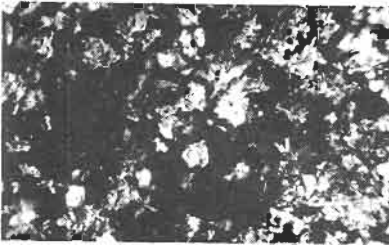


Fig. 19 20x

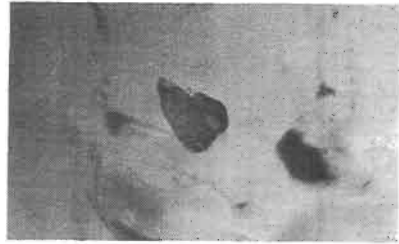


Fig. 20 35x

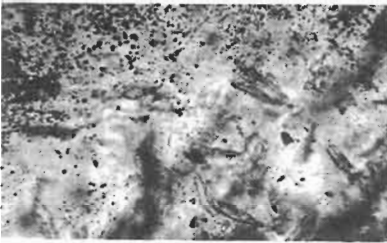


Fig. 21 20x

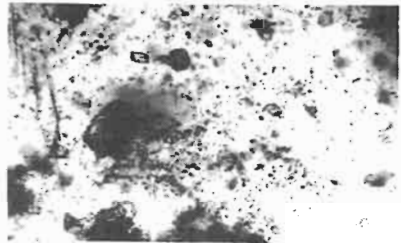


Fig. 22 20x

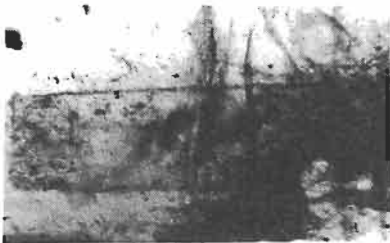


Fig. 23 35x



Fig. 24 20x

- Fig. 19 - Escamas de talco, densamente distribuídas na esmeralda (Santa Terezinha).
Fig. 20 - Cristal de mica, de cor castanho escuro, apresentando uma forma irregular (Santa Terezinha).
Fig. 21 - Grãos pequenos escuros de picotita, escamas de talco, e alguns cristais de um mineral carbonatado (Santa Terezinha).
Fig. 22 - Inclusões de picotita e de um carbonato, na maioria sem formas externas bem desenvolvidas (Santa Terezinha).
Fig. 23 - Cristal de esmeralda como inclusão na esmeralda (Santa Terezinha).
Fig. 24 - Zona central, formada pelo enriquecimento de inclusões minerais (Santa Terezinha).

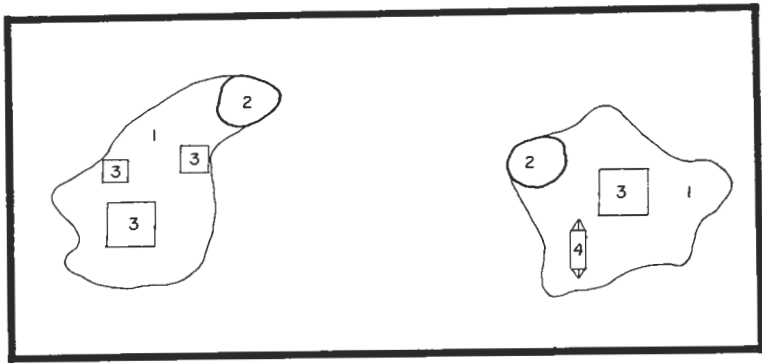


Fig. 25 - Inclusão que é formada de um líquido (1.^a fase), uma bolha de gás (2.^a fase) e de três cristais da mesma espécie mineral (3.^a fase). Trata-se com isto de uma inclusão trifásica, no qual se apresentam, ao mesmo tempo, os três estados de agregação da matéria.

Fig. 26 - Inclusão que possui um líquido (1.^a fase), uma bolha de gás (2.^a fase) e dois cristais de espécies minerais diferentes (3.^a e 4.^a fases). O número de estados de agregação é, como antes, três.

BIBLIOGRAFIA

- BANK, H., PETSCH, E. - 1982 - Ueber ein neues Vorkommen von Smaragd bei Santa Terezinha, Goyaz, Brasilien. *Z.Dt.Gemol.Ges.* 31 (1982) 1/2, 89-90.
- CASSEDANE, J.P. - 1984 - As esmeraldas do Brasil. *Brasil Relojoeiro*, março de 1984, 76-82.
- CASSEDANE, J.P. & SAUER, D. - 1984 - The Santa Terezinha de Goiás Emerald Deposit. *Gems & Gemology*, spring 1984, vol. XX, 4-13.
- DIEHL, R. - 1976 - Der physikalisch-chemische Begriff der " Phase ". *Z.Dt.Gemol.Ges.* 25 (1976) 4, 211-213.
- HANNI, H.A. & KEREZ, C.J. - 1983 - Neues vom Smaragd-Vorkommen von Santa Terezinha de Goiás, Goiás, Brasilien. *Z.Dt.Gemol.Ges.* 32 (1983) 1, 50-58.
- SAUER, D. - 1984 - Emeralds from Brazil. *International Gemological Symposium, Proceedings 1982. Gemological Institute of America, Santa Monica - New York*, 357-377.
- SCHWARZ, D. - 1984 - Inclusões em esmeraldas: 1.1 - Carnaíba/BA; 1.2 - Socotó/Ba. *Revista da Escola de Minas, REM*, vol. XXXVII, nº 3/1984, 25-34.

PETROLOGIA DE FASES, GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA DO COMPLEXO GRANULÍ
TICO DE ACAIACA, SUDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Hanna Jordt Evangelista

DEGEO - UFOP

RESUMO

Próximo à cidade de Acaiaca, Minas Gerais, encontrou-se, dentro de uma área supostamente cratônica, uma zona com predominância de rochas de facies granulito, que são típicas para o Cinturão Móvel Costeiro. Os tipos petrográficos de alto grau metamórfico mais comuns são piribolitos, piri-clasitos e plagiogranulitos e mais raros os kinzigites e diques pegmatóides. Rochas de grau metamórfico mais baixo nesta zona são originadas do retrometamorfismo das rochas de alto grau. Estimativas das condições de P-T máximas do metamorfismo progressivo baseadas em cálculos geotermométricos/geobarométricos e na petrologia de fases forneceram valores de $T > 750^{\circ}\text{C}$ para os piribolitos e $T = 700 - 760^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{tot}} = 5,2 - 6,2$ kbar e $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3$ para os kinzigites.

ABSTRACT

A zone composed predominantly of granulite facies rocks has been found near the town of Acaiaca, Minas Gerais. The zone is within an area considered cratonic, yet the composition of the zone is typical of the coastal mobile belt. Pyribole, pyri-clasites and plagiogranulites are most common, kinzigites and pegmatoid dykes are less common. Rocks of lower metamorphic grade in this zone were formed by retrograde metamorphism of the high grade rocks. As estimation of the maximum P - T conditions of the prograde metamorphism based on geothermometric and geobarometric calculations and on phase petrology resulted in $T > 750^{\circ}\text{C}$ for the pyribole and $T = 700 - 760^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{tot}} = 5,2 - 6,2$ kbar and $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,3$ for the kinzigites.

INTRODUÇÃO

De acordo com Almeida (1981) a região leste de Minas Gerais pode ser subdividida em duas grandes unidades orogênicas, uma cratônica, arqueana, e a outra abrangendo o Cinturão Móvel Costeiro, polimetamórfico, o qual não foi mais remobilizado após o ciclo Brasileiro (0,6 - 0,5 Ga). O Cinturão Costeiro é caracterizado por rochas da facies granulito e migmatitos enquanto que as rochas no interior do Cráton ocorrem principalmente na facies xisto verde a anfíbolito. O limite entre Cráton e Cinturão Costeiro pode ser determinado pelo primeiro aparecimento de rochas de facies granulito. Na região que abrange a área estudada este limite foi considerado como passando próximo às localidades de Raul Soares e Abre Campo, a cerca de 60 km leste de Acaiaca (Almeida, 1981).

Surpreendentemente, uma zona de rochas de alto grau metamórfico, típicas para o Cinturão Costeiro oriental, foi mapeada dentro de área supostamente cratônica (Jordt Evangelista, 1984). O presente trabalho consiste na caracterização petrográfica e petrológica das principais rochas de alto grau desta zona, denominada aqui de Complexo Granulítico de Acaiaca.

As rochas de facies granulito próximo à cidade de Acaiaca formam um complexo de aproximadamente 5 km de largura EW e pelo menos 15 km de extensão NS, localizado a aproximadamente 30 km leste do bordo do Quadrilátero Ferrífero (vide figura 1). O Complexo Granulítico está intercalado em gnaisses e migmatitos retrometamorfosados de grau metamórfico mais baixo (facies anfíbolito inferior até superior) que constituem o embasamento sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Os contatos entre as rochas granulíticas e os gnaisses encontram-se obliterados pelo manto de intemperismo.

PETROGRAFIA

A associação de rochas de alto grau metamórfico do Complexo Granulítico de Acaiaca apresenta-se comumente com um bandeamento conspicuo de mergulho subvertical (vide foto 1). Há uma alternância de bandas leucocráticas e melanocráticas cuja espessura varia desde milímetros até metros. O conjunto é recortado por mobilizados quartzo-feldspáticos pegmatíticos e aplíticos, que localmente são também concordantes com o bandeamento geral. Durante um evento tectônico mais recente todo o conjunto foi fraturado; as fraturas foram parcialmente preenchidas por fusões basálticas, possivelmente contemporâneas ao magmatismo cretáceo da Bacia do Paraná. Estes basaltos não estão metamorfosados.

As bandas escuras, de composição gabróide, são constituídas por plagioclásio esverdeado e máficos (píroxênios ± anfíbólios ± biotita). Elas apresentam uma foliação incipiente.

Os níveis claros, de composição granítica até tonalítica, são compostos por quartzo (em geral azulado) + plagioclásio (esverdeado) + biotita ± granada ± álcali-feldspato. Comuns são também bandas monominerálicas compostas apenas por quartzo azulado.

Há dois tipos de pegmatóides sendo que os seus contatos com as encaixantes podem ser discordantes ou gradacionais concordantes. O primeiro é composto de cristais de grandes dimensões (até 10 cm) de quartzo incolor e ortoclásio esbranquiçado. Este pode apresentar-se em intercrescimento gráfico com quartzo. Biotita, granada e plagioclásio são constituintes minoritários. O segundo tipo de pegmatóide porta megacristais de plagioclásio cinza esverdeado, algum píroxênio e biotita.

Um afloramento isolado próximo de Acaiaca consiste de rochas comparáveis aos kinzigitos da Floresta Negra, Alemanha (Busch et al., 1980). Os principais constituintes são cianita, cordierita, biotita, plagioclásio, quartzo e granada (análises modais na tabela 1). A rocha é de granulometria grosseira, com granadas de até 8 cm de diâmetro.

Análises modais dos principais tipos de rochas de alto grau metamórfico encontram-se na tabela 1.

TABELA 1

ANÁLISES MODAIS DO COMPLEXO GRANULÍTICO DE ACAIACA									
Nº DE AMOSTRAS	PLAGIOGRANULITOS		PIRIBOLITOS	KINZIGITOS					
	n=7	n=4	n=9	AMOSTRA	I	II	III	IV	
qu	28,3	21,3	1,5	qu	20,4	18,8	----	26,6	
K-fsp	13,0	----	----	plag	----	23,3	9,2	----	
plag	37,9	42,5	47,8	bio	16,0	18,0	30,6	35,1	
opx	----	----	6,3	gran	20,4	20,7	----	----	
cpx	----	----	11,8	cord	21,7	4,6	20,8	27,5	
hbl	----	----	10,2	cia	17,5	1,5	39,4	7,6	
gran	8,6	+	0,2	est	0,3	0,5	----	----	
op	0,2	0,5	1,2	sill	+	+	+	+	
ap	<0,1	0,3	0,1	anf	----	0,2	----	----	
esc	----	----	<0,1	op	----	+	----	0,4	
bio	11,8	28,4	2,4	zir	0,1	+	+	0,1	
act	----	6,3	18,2	rut	0,4	+	----	0,2	
ep	+	0,3	0,1	clo	2,3	12,4	----	1,7	
talco	----	----	0,1	mosc	0,6	----	----	0,8	
carb	0,1	0,3	<0,1	ep	0,3	+	----	----	
resto	0,1	0,1	<0,1	tit	----	+	----	----	
				ap	----	+	----	+	

ABREVIÇÕES

ab	albita	mosc	moscovita
act	actinolita	op	opaco
alm	almandina	opx	ortopiroxênio
An	anortita	or	ortoclásio
and	andalusita	plag	plagioclásio
anf	anfíbólio	qu	quartzó
ap	apatita	rut	rutilo
bio	biotita	sill	sillimanita
carb	carbonato	tit	titanita
cia	cianita	zir	zircão
clo	clorita		
cord	cordierita		
cpx	clinopiroxênio		
dist	distênio		
ep	epidoto		
esc	escapolita		
est	estaurolita		
gran	granada		
hbl	hornblenda		
ilm	ilmenita		
K-fsp	K-feldspato		

PIRIBOLITOS

Segundo a nomenclatura de Scharbert (1983), piribolitos são rochas de alto grau metamórfico com piroxênio, anfibólio e plagioclásio, enquanto que nos piri-clasitos ocorrem apenas piroxênio e plagioclásio. Ambos têm uma composição gabróide.

Na área estudada, os piribolitos predominam sobre os piri-clasitos. Ambos possuem uma textura granular xenoblástica com contatos côncavo-convexos entre os grãos. Observa-se um bandejamento milimétrico com níveis ricos em piroxênios e níveis ricos em anfibólio. A orientação paralela ao bandejamento dos cristais inequiaxiais dos máficos produz uma fraca xistosidade na rocha.

O ortopiroxênio (ferro-hiperstênio, 55 a 63 mol % de ferro-silita) é levemente pleocróico em tons pálidos de rosa a verde. Exsolução de lamelas de clinopiroxênio são comuns. Ocasionalmente está uralitizado, com transformação retrógrada em anfibólio verde pálido nos bordos. Esta auréola pode ser dupla, com um delgado halo de granada em torno do anfibólio.

O clinopiroxênio foi identificado por análises de microsonda como uma augita salítica. Os cristais são incolores a verde pálidos, xenoblásticos e, como o ortopiroxênio, estão uralitizados com intensidade variável. Observa-se que o grau de alteração retrometamórfica dos piroxênios aumenta com o grau de cataclase da rocha.

O anfibólio ocorre numa geração primária, de cor acastanhada e numa secundária, em geral verde azulada ou verde clara (actinolita). O tipo primário (hornblenda), que pertence à paragênese de alto grau metamórfico, ocorre em cristais granoblásticos com contatos bem definidos com os piroxênios e plagioclásios. A hornblenda pode aparecer como inclusão nos piroxênios e vice-versa. Sua cor é castanha amarelada, castanha esverdeada ou verde oliva; é fortemente pleocróica mas as tonalidades variam de amostra para amostra. Comumente exibe exsolução de ilmenita acicular ou em glóbulos arredondados. Tanto a hornblenda quanto os piroxênios foram convertidos sincronicamente em actinolita nos bordos.

A biotita é fortemente pleocróica (amarela a castanho avermelhada). As vezes está inclusa ou intercrescida com o piroxênio e o anfibólio primário, o que atesta ser, pelo menos em parte, primária. Quando secundária ocorre em finos agregados ou em escamas de bordos franjados alterando o piroxênio ao longo das clivagens.

O plagioclásio é uma labradorita com An 53 a 65, frequentemente zonado. Os cristais xenoblásticos podem estar recristalizados em fraturas ou nos bordos. Predomina a macla polissintética da Albita, mas ocorrem também outros tipos como da Periclina. As lamelas, não nítidas, com frequência são evanescente e encurvadas.

Os minerais acessórios são opacos, zircão e apatita. Os secundários são carbonato, que preenche fraturas em todos minerais, anfibólio actinolítico, biotita, talco e granada. Entre os opacos predomina a ilmenita. Ela forma cristais tabulares, grandes ou finas paletas, quase aciculares, exsolvidas no anfibólio. Também ocorrem calcopirita e pirrotita, esta com raras lamelas de pentlandita.

PLAGIOGRANULITOS

Segundo Scharbert (1963) plagiogranulitos são rochas de alto grau metamórfico portadoras de granada, quartzo (>10%) e plagioclásio predominando sobre K-feldspato.

A textura dos plagiogranulitos da área investigada é inequigranular xenoblástica e os contatos entre os grãos são côncavo-convexos. Frequentemente estão milonitizados com recristalização da matriz fragmentada em torno dos porfiroclastos (textura "mortar" ou de alvenaria). A granulometria média fica em torno de 2 mm.

O plagioclásio, que pode estar zonado, é um oligoclásio básico (An 27 a An 30) frequentemente antipertítico. Predomina a macla

polissintética da Albita, mas ocorrem também outros tipos como a da Pe-
riclina. As lamelas não são muito nítidas e frequentemente são evanes-
centes e estão encurvadas. As fraturas podem estar preenchidas por
quartzos.

O quartzo exibe forte extinção ondulante, fraturas preenchi-
das por carbonato e recristalização parcial em mosaicos. Porta inclu-
sões aciculares de retílo e de glóbulos alinhados de fluidos.

O álcali-feldspato (ortoclásio), que pode estar ausente em
algumas amostras, ocorre em cristais xenoblásticos, muito límpidos, sem
alteração. Não está maclado nem apresenta qualquer evidência de tricli-
nização. Porta frequente pertita. No seu contato com plagioclásio de-
senvolve-se mirrequita.

A granada é uma almandina (73,5% almandina, 4,7% grossulari-
ta, 17,4% pirope e 4,4% espessartita). Os cristais são xenoblásticos,
arredondados poiquiloblásticos. Nas fraturas está alterada em biotita
verde pálida ou castanha.

A biotita é um meroxênio. Ocorre em palhetas de bordos fran-
jados ou em finíssimos agregados nas amostras milonitizadas. A cor
castanha avermelhada a alaranjada indica um teor apreciável de titânio,
o que foi confirmado pelas análises de microsonda ($TiO_2 \sim 5\%$). Um
tipo secundário é uma biotita de cor verde, que é produto da alteração
da granada e da própria biotita acastanhada.

Os minerais acessórios são zircão, apatita, turmalina, epidoto,
ortita e opacos (calcopirita, pirrotita, ilmenita e piritita). Um an-
fibólio verde claro, de composição actinolítica, é de origem secundária.

KINZIGITOS

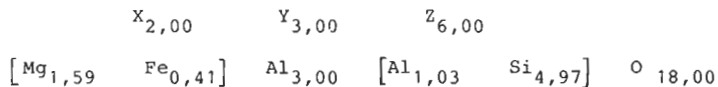
No presente trabalho classificam-se como kinzigitos as ro-
chas portadoras de quartzo, biotita, plagioclásio, granada, cordierita,
± silimanita, petrograficamente semelhantes ao kinzigito original do
vale Kleine Kinzig, na Floresta Negra, Alemanha (Busch et al., 1980).

Na área, a textura destas rochas de granulometria grosseira
é lepidoblástica, decorrente da forte orientação da biotita paralela-
mente à xistossidade. Conforme se verifica pelas análises modais (tabela 1)
os kinzigitos são bastante heterogêneos quanto à distribuição da
mineralogia.

A biotita ocorre em palhetas xenoblásticas a hipidioblásticas,
fortemente pleocróicas (amarelo claro a castanho amarelado pálido
ou castanho avermelhado). A sua composição é a de um meroxênio rico
em Mg. Por alteração retrógrada encontra-se parcialmente substituída
por Mg-clorita. Porta inclusões de silimanita, epidoto e zircão.

O quartzo é inequigranular, granoblástico, poligonal. Oca-
sionalmente apresenta-se incluso na cordierita, com hábito vermiforme.

A cordierita é quimicamente homogênea. A seguinte fórmula
estrutural representa a média de 4 análises de microsonda:



A cordierita caracteriza-se por ocorrer em grandes cristais
poiquiloblásticos, nos quais estão inclusos todos os demais minerais
exceto granada. Frequentes são auréolas de cordierita em torno de ciani-
ta, de estaurólita, de biotita e de quartzo (foto 2).

A cordierita diferencia-se opticamente do quartzo por ser li-
geiramente turva por fina poeira opaca, por portar halos pleocróicos a
marelados em torno de inclusões de zircão e epidoto e pela incipiente
alteração em pinita. A ausência de macla e de zoneamento diferenciam-na,
na rocha estudada, do plagioclásio.

A cianita, de cor cinza clara, constitui cristais xenoblásticos prismáticos, de arestas arredondadas, orientados paralelamente à xistosidade. Apenas nas bandas ricas em plagioclásio e sem cordierita observam-se contatos de cianita com quartzo e biotita. No caso da presença da cordierita, ela forma auréolas separando estes minerais uns dos outros.

O plagioclásio ocorre em grandes poiquiloblastos maclados segundo as leis da Albita e da Periclina. Sua composição é de oligoclásio com An 28, exceto no contato com biotita, quando o seu teor de anortita cai para 12 (peristerista).

Parece que o plagioclásio e a cordierita se excluem: quando um destes minerais está presente em quantidade maior o outro aparece em pequena porção ou está ausente.

A granada é uma almandina (almandina 60,3, grossularita 10,4, piropo 24,9, espessartita 4,4). Nos bordos pode portar delgada auréola rica em espessartita e pobre em piropo. Apresenta-se em grandes porfiroblastos poiquilíticos sintectônicos, com inclusões sigmoidais abundantes de cianita e quartzo e mais raras de rutilo, biotita, plagioclásio, apatita, zircão, estauroлита, anfibólio, titanita e opacos. Na periferia ora é do tipo atol, esquelético, constituindo verdadeiros filmes intergranulares e ora foi parcialmente corroída, estando rodeada por agregados simplectíticos de plagioclásio e cordierita.

Os minerais seguintes são acessórios:

A estauroлита ocorre em cristais idióblásticos predominantemente inclusos na granada. Devido à parcial alteração da granada, alguns cristais de estauroлита, que não estão mais aprisionados, apresentam-se corroídos, com auréola de cordierita.

Agulhas de sillimanita, orientadas, estão inclusas em cordierita, biotita/clorita e plagioclásio.

O epidoto/clinozoisita/ortita aparece em cristais prismáticos alongados, incolores a amarelados. Produz halos pleocróicos na biotita e na cordierita.

Os opacos foram identificados como grafita. São xenoblásticos alongados e estão inclusos em cianita, granada, cordierita e principalmente biotita.

O rutilo, de cor castanha escura, forma cristais arredondados ou prismáticos curtos.

O anfibólio aparece apenas como raros relictos inclusos na granada. Sua cor é verde acinzentada e o ângulo $2V$ é próximo de 90° .

Outros acessórios são o zircão e a apatita.

A clorita e a mica clara são minerais secundários. A clorita magnésiana forma-se a partir da biotita e da granada. Pode estar intercrescida com a mica clara, a qual ocorre também em franjas em torno da cianita e sob a forma de pinita na cordierita.

AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES FÍSICAS DO METAMORFISMO: GEOTERMOMETRIA/GEOBAROMETRIA E REAÇÕES MINERAIS

Considerações preliminares:

Se os minerais que ocorrem juntos numa rocha recristalizaram-se em equilíbrio, a distribuição de certos elementos entre eles é sistemática. As reações de intercâmbio de elementos entre diversas fases cristalinas não produzem novos minerais, mas representam um dos vários tipos de transformações químicas que ocorrem em rochas metamórficas, que levam a um equilíbrio e a um mínimo de energia livre. Portanto, no caso de uma recristalização em equilíbrio, haverá uma variação sistemática na composição dos minerais coexistentes numa rocha, dependendo das condições de PT do metamorfismo. A composição dos minerais deve refletir as condições físicas sob as quais ocorreu a recristalização em equilíbrio. A partição, adequadamente calibrada, de certos elementos entre minerais coexistentes numa rocha é o princípio no qual se baseia a geotermometria/geobarometria.

No presente trabalho foram utilizados os geotermômetros baseados no intercâmbio dos elementos Fe e Mg entre os minerais biotita e granada, cordierita e granada e ortopiroxênio e clinopiroxênio, cujas composições químicas foram determinadas por análises de microsonda. Além de cálculos geotermo- e geobarométricos, uma avaliação das condições físicas do metamorfismo foi realizada pelo estudo e interpretação das paragéneses mineralógicas, através de curvas calibradas de reações minerais.

METAMORFISMO DOS PIRIBOLITOS

A paragénesis opx + cpx + plag + hbl é predominante nos metabasitos da área. A transição da facies anfíbolito para a facies granulito é caracterizada por vários autores (Miyashiro 1973, p. 260, Turner 1968, p. 320) pelo primeiro aparecimento de ortopiroxênio, em rochas básicas o qual começa a se formar a $\pm 750^{\circ}\text{C}$ para $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$. Adotando - se um gradiente térmico médio de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, esta temperatura seria encontrada a uma profundidade de 25 km correspondente a uma pressão de $\pm 8 \text{ kbar}$.

De acordo com a pressão, a facies granulito pode ser subdividida em subfacies (De Ward, 1965): I) subfacies de pressão baixa, caracterizada pela paragénesis ortopiroxênio + plagioclásio \pm ortoanfíbolio; II) subfacies de pressão elevada, com clinopiroxênio + almandina \pm hornblenda. Sob pressões crescentes ocorre a reação opx + anortita = cpx + gran + qu.

As rochas granulíticas investigadas devem ter-se formado sob pressões relativamente baixas, já que nelas não se encontra granada em equilíbrio com os piroxênios.

A ocorrência de hornblenda primária na paragénesis de piribolitos é interpretada por Sen & Ray (1971) do seguinte modo: A formação de ortopiroxênio em metabasitos de alto grau metamórfico é controlada pela reação hbl + qu = opx + plag + fluidos, e depende do teor de SiO_2 . Sob temperaturas crescentes hbl e qu reagem até que um dos constituintes seja todo consumido. Portanto, no caso de um excesso de hornblenda haverá a formação de uma paragénesis de piribolito. De fato, a maior parte dos piribolitos estudados é praticamente isenta de quartzo. Apenas numa única amostra encontrou-se 11% de quartzo e nenhuma hornblenda.

Temperaturas de equilíbrio para o par ortopiroxênio - clinopiroxênio baseado no intercâmbio de Fe e Mg ou na variação do teor de Ca, foram calculadas através dos geotermômetros de vários autores. Os modelos de Wood & Banno (1973) e Wells (1977) forneceram valores $> 800^{\circ}\text{C}$, nitidamente acima da temperatura mínima de formação de ortopiroxênio de 750°C . Segundo os modelos de Kretz (1982) e Lindsley (1983) a faixa de temperatura é mais baixa, situando-se entre $690 - 730 \pm 60^{\circ}\text{C}$, o que está de acordo com a temperatura de recristalização de kinzigito (vide abaixo).

METAMORFISMO DOS KINZIGITOS

A paragénesis cordierita - cianita é descrita raramente na literatura (Hietanen 1956, Wenk 1968, Lal & Moorhouse 1969). Segundo Schreyer & Yoder (1961) em geral tal paragénesis representa uma situação de desequilíbrio. A cordierita é considerada como mineral de pressão baixa e a cianita como mineral típico de pressão elevada. No entanto, Hensen & Green (1973) afirmam que estes dois minerais podem coexistir em alguns casos especiais, como rochas isentas de K-feldspato ou em rochas recristalizadas sob $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$. Nos kinzigitos estudados, porém, cianita e cordierita não pertencem à mesma paragénesis. Relações texturais atestam que os minerais pertencem a diferentes gerações de recristalização, a saber: 1. est + cian + bio + qu, a qual é uma associação mineral mais antiga, em parte relíctica.

2. cord + gran + sill + plag + bio + qu, a qual é a paragénesis principal da rocha.

3. clo + mica clara, de origem posterior, retrometamórfica.
Avaliação das condições de P-T de formação da associação cordierita - granada.

Texturalmente há dois tipos de cordierita (vide também a petrografia):

- I) Cordierita em intercrescimento simplectítico com plagioclásio em torno de blastos de granada. As seguintes reações poderiam originar a formação de cord + plag às custas de granada:
- a) gran + sill + qu + H₂O = cord (Lee & Holdaway, 1976)
 - b) gran + sill + qu = plag (Ghent, 1976)
 - c) gran + bio + sill + qu = cord + plag + K-fsp + ilm + H₂O (Selverstone & Hollister, 1980)
- II) Auréolas de cordierita em torno de estauroilita, de biotita, de cianita e de quartzo. Os cristais de cordierita podem atingir grandes dimensões, os poiquiloblastos envolvendo todos os minerais exceto granada. As reações abaixo explicam a formação da cordierita:
- d) est + qu = cord + Al₂SiO₅ + H₂O (Perchuk, 1970)
 - e) est + bio + qu = cord + K-fsp + H₂O (Suk, 1983)
 - f) bio + sill + qu = cord + K-fsp + H₂O (Schreyer & Yoder, 1964)
 - g) bio + sill + qu = gran + cord + K-fsp + H₂O (Holdaway & Lee, 1977)

Nas reações c, e, f e g forma-se também K-feldspato, o qual não foi determinado na rocha estudada. É comum na literatura a descrição de rochas ricas em granada, cordierita, plagioclásio cálcico e máficos e isentas ou pobres em K-feldspato. Estas rochas são consideradas como restitos da anaxenia de sedimentos pelíticos (Harris 1976, Dostal 1975, Schenk 1984, Lee & Holdaway 1977). Estes restitos pelíticos podem originar-se através da expulsão de fusões anatécticas de composição granítica por compressão tectônica da rocha durante o metamorfismo. A presença de mobilizados pegmatóides ricos em K-feldspato no complexo estudado é grande indicadora de fusões seletivas. Portanto, existem fortes indícios de ser o kinzigito em restito metapelítico.

Decorrente das considerações acima a respeito de uma anaxenia na área estudada, a temperatura mínima de recristalização da paragênese cord + gran + sill + plag + bio + qu é dada pela curva de fusão granítica para $P_{H_2O} < P_{tot}$ (vide figura 2).

Devido à ausência de ortopiroxênio nesta paragênese, a temperatura não pode ter sido superior à curva 6 e nem a pressão pode ter ultrapassado aquela dada pela curva 5. Deve-se considerar ainda que o teor de Fe na cordierita desloca a curva 5 para baixo, para valores menores de P.

Devido ao fato da textura indicar condições de recristalização próximas àquelas para a reação b gran + sill + qu = plag, a pressão não pode ter sido muito menor do que a dada pela curva 3. Além das curvas citadas, as condições de PT de recristalização da paragênese principal do kinzigito são limitadas adicionalmente pelas curvas de estabilidade das reações f e a citadas acima, que são representadas na figura 2 pelas curvas 1a e 1b, correspondentes à relação Fe/(Fe + Mg) = 21% da cordierita.

Resumindo, com base em curvas calibradas para as reações indicadas pela textura e composição mineralógica pode-se afirmar que as condições de PT (indicadas pela área hachurada da figura 2) da paragênese cordierita - granada do kinzigito ficam entre 700 e 760°C e $P_{tot} = 5,2$ e 6,2 kbar (para $P_{H_2O} < P_{tot}$).

As condições físicas do metamorfismo da paragênese gran-cord-bio - sill - K-fsp - qu podem ser estimadas adicionalmente pela relação Mg/Fe da cordierita (Mg/Fe = 0,79) usando a calibração de Lee & Holdaway (1977). Esta estimativa das condições de PT depende intensamente de X_{H_2O} ($X_{H_2O} = P_{H_2O} / P_{tot}$), que também pode ser avaliada grosseiramente.

Segundo a figura 4 de Lee & Holdaway (1977) a paragénese cord (Mg = 79) + gran + bio + sill + qu + K-fsp + plag deve ter-se formado a 715°C, $P_{tot} \approx 5,6$ kbar e $X_{H_2O} = 0,3$. Esta avaliação oferece uma boa coincidência com a estimativa anterior baseada na petrologia de fases.

Avaliação das condições de PT de recristalização da paragénese relíctica est. + cian + plag + bio + qu:

Com base nas curvas de reação 7 (Hoschek, 1969), 8 (Ganguly, 1972) e 4a (Holdaway, 1971) da figura 2, as condições de PT da paragénese estauroлита - cianita ficam entre 550 - 680°C e 4,8 - 7,7 kbar.

O último evento metamórfico, retrógrado, de facies xisto verde, está representado pela cloritização da biotita e **granada** e alteração de cianita e cordierita em mica clara. Nesta fase houve também a formação de auréolas ricas em Mn e pobres em Mg na granada, assim como bordos pobres em anortita no plagioclásio.

METAMORFISMO DOS PLAGIOGRANULITOS

Os cálculos geotermométricos baseados no intercâmbio de Fe - Mg entre granadas e biotitas coexistentes nos plagiogranulitos segundo vários modelos (Ferry & Spear 1978, Thompson 1976, Perchuk et al. 1981), resultaram em variações consideráveis, na faixa de 650 até 485°C. A heterogeneidade dos resultados é decorrente da variação da composição química das biotitas e ao zoneamento das granadas. Observou-se que as temperaturas calculadas para a composição dos bordos das granadas são sempre inferiores àquelas para o centro. Como as rochas estudadas sofreram diaforese é provável que a biotita tenha sofrido mudanças na sua composição química. Conforme demonstrado por Stephenson (1979) e Hess (1971), é frequente um intercâmbio de Mg - Fe entre fases vizinhas como granada e biotita. Na granada este intercâmbio costuma limitar-se a uma delgada auréola, enquanto que nos cristais de biotita ocorre uma homogeneização retrógrada abrangendo todo o cristal.

Pelas considerações acima, interpreta-se os valores relativamente baixos e a oscilação dos valores de temperatura calculados pela geotermometria granada - biotita como sendo decorrentes de um parcial reequilíbrio de Fe - Mg entre estes dois minerais durante a fase de metamorfismo retrógrado.

CONCLUSÕES

Os piribolitos, plagiogranulitos e kinzigitos do Complexo Granulítico de Acaiaca foram recristalizados sob condições de facies granulito, apesar de ser ainda possível identificar nos kinzigitos minerais relícticos formados sob condições de P-T menores. Após o metamorfismo granulítico, as rochas foram mais ou menos intensamente retrometamorfosadas. A estimativa das condições de P-T máximas do metamorfismo progressivo gerador das citadas rochas baseada nos cálculos geotermométricos e geobarométricos oferece boa coincidência com a estimativa baseada na petrologia de fases. Para os piribolitos $T > 750^\circ\text{C}$ e a pressão foi do tipo baixo de De Ward (1965), devido à ausência de granada coexistindo com clinopiroxênio. Para os kinzigitos $T = 700 - 760^\circ\text{C}$, $P_{tot} = 5,2$ kbar e $X_{H_2O} = 0,3$. Para os plagiogranulitos os resultados da geotermometria biotita - granada são muito baixos. Interpreta-se estes baixos valores de T como decorrentes de um metamorfismo retrógrado que acarretou uma mudança na composição química original da biotita, a qual é considerada um mineral que facilmente se adapta a novas condições de P-T, sofrendo uma rápida homogeneização da sua composição química através do intercâmbio de certos elementos com minerais vizinhos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. - Anais Simp. Cráton São Francisco e Faixas Marginais 1-10, Salvador.
- BUSCH, W., MATHES, S., MEHNERT, K. R., SCHUBERT, W. - 1980 - Zur genetischen Deutung der Kinzigite im Schwarzwald und Odenwald. - N. Jb. Mineral. Abh. 137, 223-256.
- CHATTERJEE, N., JOHANNES, W. - 1974 - Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$. - Contrib. Mineral. Petrol. 48, 89-114.
- DE WARD, D. - 1965 - A proposed subdivision of the granulite facies. - Amer. Journ. Sci. 263, 455-461.
- DOSTAL, J. - 1975 - The origin of garnet-cordierite-sillimanite bearing rocks from Chandos Township, Ontario. - Contrib. Mineral. Petrol. 49, 163-175.
- FERRY, J.M., SPEAR, F.S. - 1978 - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. - Contrib. Mineral. Petrol. 66, 113-117.
- GANGULY, J. - 1972 - Staurolite stability and related parageneses: theory experiments and applications. - J. Petrol. 13, 335-365.
- GHENT, E.D. - 1976 - Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. - Amer. Mineral. 61, 710-714.
- GHENT, E.D. ROBBINS, D.B. STOUT, M.Z. - 1979 - Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calcsilicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. - Amer. Mineral. 64: 874-885.
- GRANT, J.A. - 1973 - Phase equilibria in high grade metamorphism and partial melting in pelitic rocks. - Amer. Jour. Sci. 273, 289-317.
- HARRIS, N.B.W. - 1976 - The significance of garnet and cordierite from the Sioux Lookout region, English River gneiss belt, northern Ontario. - Contrib. Miner. Petrol. 55, 91-104.
- HENSEN, B.J., GREEN, D.H. - 1973 - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions: III. Synthesis of experimental data and geological applications. - Contrib. Mineral. Petrol. 38, 151-166.
- HESS, P.C. - 1971 - Prograde and retrograde equilibria in garnet-cordierite gneisses in south-central Massachusetts. - Contrib. Mineral. Petrol. 30, 177-195.
- HIETANEN, A. - 1956 - Kyanite, andalusite and sillimanite in the schist in Boehls Butte Quadrangle, Idaho. - Amer. Mineral. 41, 1-27.
- HOLDAWAY, M.J. - 1971 - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. - Amer. Jour. Sci. 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M.J., LEE, S.M. - 1977 - Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. - Contrib. Mineral. Petrol. 63, 175-198.

- HOSCHEK, G. - 1969 - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. - Contrib. Mineral. Petrol. 22, 208-232.
- KERRICK, D.M. - 1972 - Experimental determination of muscovite and quartz stability with $P_{H_2O} < P_{tot}$. - Amer. Jour. Sci., 272, 946-958.
- KRETZ, R. - 1982 - Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochim. Acta 46, 411-422.
- LAL, R.K. MOORHOUSE, W.W. - 1969 - Cordierite-gedrite rocks and associated gneisses of Fishtail Lake, Harcourt Township, Ontario. - Can. Jour. Earth Sci. 6, 145-165.
- LEE, S.M., HOLDAWAY, M.S. - 1977 - Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure and water pressure in cordierite granulites. - Geophys. Monogr. 20, AGU, 79-94; Washington.
- JORDT EVANGELISTA, H. - 1984 - Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien. Diss. TU Clausthal, 183 S., Clausthal - Zellerfeld.
- LINDSLEY, D.H. - 1983 - Pyroxene thermometry. - Amer. Mineral. 68, 477-493.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. - 492 S., 4. Ediç., George Allen & Unwin, London.
- PER CHUK, L.L. - 1970 - Equilibrium of biotite with garnet in metamorphic rocks. - Geochem. Internat. 157-179.
- PER CHUK, L.L. PODLESSKII, K.K., ARANOVICH, L.Ya - 1981 - Calculation of thermodynamic properties of end-member minerals from natural parageneses. - In: R.C. Newton, A., Navrotsky, B.J. Wood, Eds.: Thermodynamics of minerals and melts. 111-129, Springer, New York.
- SCHARBERT, H.G. - 1963 - Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies.- Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., Folge VII, 591-598.
- SCHENK, V. - 1984 - Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. - Journ. Petrol. 25, part. 1. 225-298.
- SCHREYER, W., SEIFFERT, F. - 1969 - Compatibility relations of the aluminium silicates in the systems $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressure. - Amer. Jour. Sci. 267A, 407-443.
- SCHREYER, W., YODER, H.S. - 1961 - Cordierite-water systems. - Carnegie Inst. Washington. Yearbook 60, 100-104.
- SCHREYER, W., YODER, H.S. - 1964 - The system Mg -Cordierite- H_2O and related rocks. - N. Jb. Abh. 101, 271-342.
- SELVERSTONE, J., HOLLISTER, L.S. - 1980 - Cordierite-bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of metamorphism. - Can. Mineral. 18, 119-129.

- SEN, S.K., RAY, S. - 1971 - Hornblende-pyroxene versus pyroxene granulites: a study from the type charnockite area. - N. Jb. Miner. Mh. 115, 291-314.
- STEPHENSON, N.C.N. - 1979 - Coexisting garnets and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia.- Lithos 12, 73-87.
- SUK, M. - 1983 - Petrology of metamorphic rocks. - Elsevier, Amsterdam 322 s.
- THOMPSON, A.B. - 1976 - Mineral reactions in pelitic rocks: II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - Amer. Jour. Sci. 276, 425-454.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. - Mc Graw Hill, New York, 403 S.
- WELLS, P.R.A. - 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. - Contrib. Mineral. Petrol. 62, 129-139.
- WENK, E. - 1968 - Cordierit in Val Verzasca. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 48, 2, 455-457.
- WINKLER, H.G.F. - 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks. - 5. Aufl., Springer, Berlin, etc. 348 S.
- WOOD, B.J. BANNO, S. - 1973 - Garnet- orthopyroxene-clinopyroxene relations in simple and complex systems. - Contrib. Mineral. Petrol. 42, 109-124.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Prof. Dr. G. Mueller, da Universidade Técnica de Clausthal, República Federal da Alemanha, por relevantes discussões, apoio e supervisão durante o desenvolvimento do presente trabalho; ao prof. Dr. H. Roeser, da Universidade Federal de Ouro Preto, pela revisão crítica do texto; e ao Prof. J. H. Grossi Sad, da GEOSOL, por apoio técnico e discussões durante a fase de trabalhos de campo.

Nossos agradecimentos também à Universidade Federal de Ouro Preto, que possibilitou o presente trabalho e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por apoio financeiro.



Fig. 1: Localização do Complexo Granulítico de Acaiaca (vide seta)

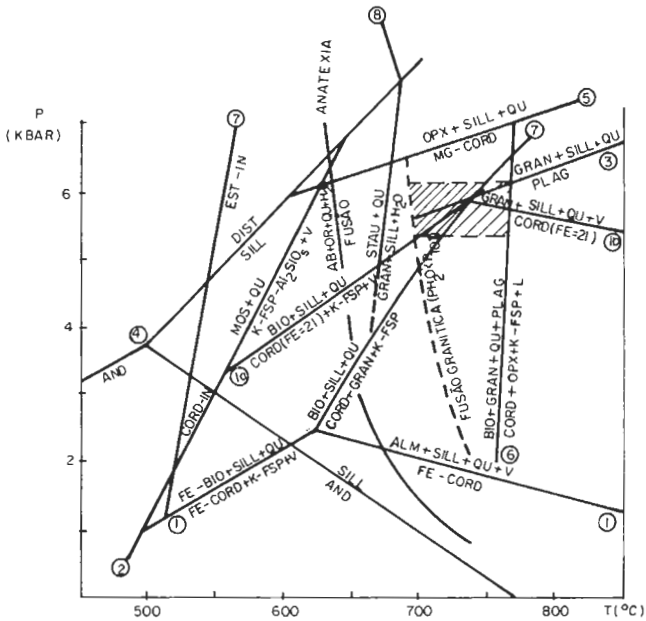


Fig. 2: Diagrama P-T para avaliação das condições de metamorfismo do Kinzigito (área hachurada)

Curvas de equilíbrio segundo:

- 1) Lee & Holdaway (1977), para $P_{H_2O} = 0.4 P_{tot}$
 - 2) Chatterjee & Johannes (1974), em Lee & Holdaway (1977)
 - 3) Ghent et al. (1979) em selverstone 7 Hollister (1980)
 - 4) Holdaway (1971)
 - 5) Schreyer & Seifert (1969)
 - 6) Grant (1973)
 - 7) Hoschek (1969)
 - 8) Ganguly (1972)
- Anatexia: Winkler (1979)
Fusão granítica: Kerrick (1972)

Abreviações:

- L: fusão granítica
V: vapor d'água
CORD (FE=21): Cordierita com 21 mol. % do componente Fe

Outras abreviações vide tabela 1



Foto 1: Alternância de bandas claras (plagiogranulitos) e escuras (piribolitos) com mergulho subvertical.
Em cima: soleira basáltica
No meio: mobilizado pegmatóide

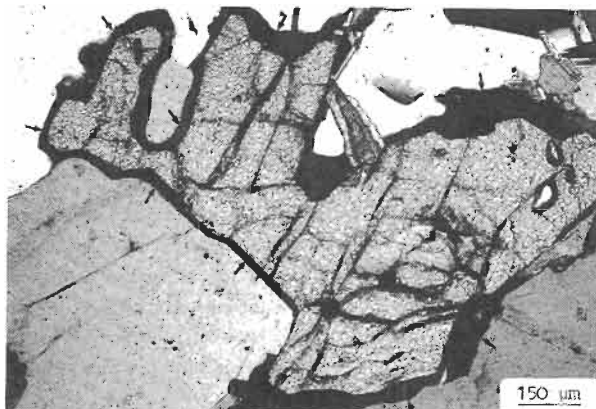


Foto 2: Estauroлита com auréola de cordierita (setas) no contato com quartzo. Rocha: kinzigito. Pol. X.

ECLOGITOS PRÉ-CAMBRIANOS NO SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Andreas Hoppe
Geol. Inst., Freiburg, RFA

Hans Klein
Mineral. Inst., Freiburg, RFA

Asit Choudhuri
IG - UNICAMP

Winfried Schmidt
Geological Survey - Kingston, Jamaica

RESUMO

Duas ocorrências de eclogito no sudoeste de Minas Gerais são descritas neste trabalho: a) uma delas sudoeste de Passos sobre a qual existe in certeza com respeito à sua associação ou com embasamento arqueano ou com o Grupo Araxá de Proterozóico; b) na outra ocorrência trata-se de eclogitos associados com gnaisses e migmatitos ao norte de Pouso Alegre; ambos são semelhantes em sua composição química e mineralógica, e contêm típicos simplectitos de clinopiroxênio-plagioclásio. O eclogito de Passos mostra ainda onfacita reliquiária que, pelas análises químicas, fornece condições de P-T em torno de 630° C/7-8 Kb para sua formação. As condições de P-T são estimativas mínimas e que indicam um gradiente termal de 25°/km. O estágio retrógrado de eclogito com a formação de anfibólios na rocha foi estimado como sendo ocorrido sob 490 ± 50° na base de termômetro de hornblenda-plagioclásio. A composição química das rochas mostra típicos altos teores de La, e na composição em termos de elementos maiores e traço as rochas correspondem basaltos to leíticos.

ABSTRACT

Bulk rock chemistry and composition of coexisting minerals in two eclogites from southwestern Minas Gerais are used to establish the nature of their protoliths and to estimate the P-T conditions of their formation. One of the eclogites occurs SW of Passos and it is not certain whether it belongs to the Archean basement or to the Proterozoic Araxa Group, while the other, occurring north of Pouso Alegre, is enclosed in basement gneisses and migmatites. Both of them have typical symplectites of clinopyroxene-plagioclase as a result of breakdown of original omphacite; their chemical compositions and mineral chemistry are also very similar. Minimum P-T estimates based on relict omphacite from the Passos eclogite are $630^{\circ}\text{C}/7-8\text{ Kb}$. Retrograde effects seen in the formation of kelyphitic amphibole are estimated at $490 \pm 50^{\circ}\text{C}$ based on hornblende-plagioclase geothermometry. The eclogites have typically high La contents and major and trace element compositions similar to tholeiites.

INTRODUÇÃO E GEOLOGIA

Eclogitos precambrianos, especificamente no Arqueano, são raros (Windley, 1984, p. 323). As ocorrências de eclogitos no sudoeste de Minas Gerais, constituem o enfoque do presente trabalho, por serem indicadores de desenvolvimento geodinâmico, de gradientes geotérmicos e da espessura da crosta precambriana.

Os eclogitos aqui estudados ocorrem numa região de geologia bastante complexa, submetida a uma evolução policíclica e polimetamórfica. Ela é constituída por um embasamento granito-gnáissico, de idade arqueana, onde se acham restritos cinturões de rochas verdes, bordejados ao sul por faixas extensas de granulitos e charnockitos. Essas unidades foram parcialmente retrabalhadas no Ciclo Transamazônico. Superpostos a elas se acham metassedimentos que formam faixas dobradas, afetadas pelos Ciclos Uruazuano e Brasileiro no Pré-cambriano superior (Fiori et al., 1980; Wernick e Artur, 1983; Schobbenhaus et al., 1984). Segundo o conhecimento atual existem nappes de charriage com seqüências de Proterozoico inferior (Mação de Guaxupé ao oeste de Três Corações. Fig. 1) empurradas sobre sedimentos do Pré-cambriano superior (Schmidt, 1981, 1983). Marini et al. (1977) e Drake (1980) relatam estruturas de empurrão semelhantes sobre os sedimentos do Grupo Bambuí em Goiás.

Na região de estudo, várias zonas de falhamentos cruzam o embasamento e as referidas estruturas de empurrão que contêm as rochas de Proterozoico inferior. Suas direções NW-SE ao norte de Guaxupé e NE-SW no sul delineiam uma cunha que se abre para oeste.

O quadro geológico é completado com os sedimentos e basaltos jurássico-crelâceos da Bacis do Paraná a oeste, com centros isolados de magmatismo alcalino no Terciário, como o de Poços de Caldas (Fig. 1).

ECLOGITO DO NORTE DE POUSO ALEGRE

Pequenos corpos de eclogito ocorrem embutidos em gnaisses anatéticos e migmatitos do embasamento cristalino ao norte de Pouso Alegre (Choudhuri et al., 1978); nas proximidades destes ocorrem também outros corpos metabásicos. Os gnaisses encaixantes são localmente ricos em granada e por vezes exibem estruturas e composição migmatítica, o que sugere uma fusão parcial das rochas originais com separação de paleossoma e neossoma. Gnaisses bandados de menor grau de metamorfismo acham-se discordantemente situados acima dos granada-gnaisses.

Os granada-gnaisses contêm essencialmente quartzo, plagioclásio, porfiroblastos de granada, biotita marrom pálida, sillimanita em cristais aciculares e alguns grãos de cianita. De composição tonalítica, esses gnaisses exibem concentrações locais de quartzo e feldspato em consequência da anatexia.

PETROGRAFIA

O eclogito de Pouso Alegre possui uma granulação média, coloração cinzenta-esverdeada e riqueza em grãos alaranjados de granada. As granadas, variando em tamanho entre 1 e 1,5mm, mostram bordas de anfibólio verde e são imersas numa matriz de piroxênios verde-pálidos. A rocha mostra uma ligeira foliação dada pela orientação dos anfibólios.

Em lâmina delgada observa-se que a rocha apresenta textura granoblástica, sendo constituída por granada, clinopiroxênio e hornblenda. Ocorrem subordinadamente plagioclásio e quartzo e rutilo. Bordas quelíticas de hornblenda-plagioclásio separam as granadas dos intercrescimentos simplectíticos de clinopiroxênio-plagioclásio (Fig. 2a).

As granadas são cor-de-rosa pálida, freqüentemente fraturadas e contêm inclusões de quartzo, clinopiroxênio, hornblenda e rutilo, enquanto as hornblendas (verde-olivas até amarronadas) ocorrem em forma granular ou poiquiloblástica, constituindo margens em torno da granada ou, por vezes, também do piroxênio.

Os clinopiroxênios, verde-pálidos, formam simplectitos vermiculares junto aos plagioclásios e, ocasionalmente, ocorrem em grãos isolados. Esses simplectitos são, às vezes, inclusos nas granadas.

Grãos maiores poligonais, de plagioclásios em forma de borda entre granada e hornblenda, mostram uma incipiente geminação polissintética. Os plagioclásios vermiculares do simplectito não possuem essa geminação. Os minerais acessórios são ilmenita, rutilo e apatita.

O ECLOGITO DE SÃO SEBASTIÃO DO PARAÍSO

No sudoeste de Passos, a 6 km a NE de São Sebastião do Paraíso, aflora, no Rio Santana, um pequeno corpo de eclogito. Nas vizinhanças ocorrem basaltos e arenitos do Grupo São Bento, de idade jurássico-cretácea. A situação exata do eclogito é desconhecida, podendo pertencer ao embasamento arqueano ou às rochas de alto grau de metamorfismo da seqüência Passos (idade Proterozóico inferior, situado na parte inferior dos Grupos Araxá-Canastra, segundo Schmidt, 1981, 1983).

PETROGRAFIA

Macroscopicamente, a rocha apresenta um aspecto maciço, granulação fina, coloração esverdeada e porfiroblastos de granada. As granadas atóil se concentram em agregados maiores, tendo bordas de hornblenda e plagioclásios.

As lâminas mostram a típica textura simplectítica de plagioclásios e diopsídio intimamente e complexamente intercrescidos. Como no caso do eclogito de Pouso Alegre, maiores porções de implectitos exibem uma orientação ótica uniforme, marcando os contornos dos piroxênios originais que aqui ainda sobram, como grãos relictos, isolados e de cor verde-clara. Porém, a maioria deles, já sofre o processo de exsolução, que dá origem aos simplectitos. Os grãos de hornblenda são hipidioblásticos ou formam textura diablástica junto com os plagioclásios.

As granadas possuem bordas corroídas que se transformam em coronas de hornblenda e plagioclásios. As bordas de reação mais próximas são de plagioclásios, enquanto as bordas externas são formadas por hornblenda em volta de granadas maiores. Grãos maiores são quase inteiramente substituídos por essas texturas quelíticas. As granadas são geralmente fraturadas, mas as coronas não, indicando a formação sob condições estáticas, sem que houvessem efeitos mecânicos para fraturá-las. Porfiroblastos maiores de granada contêm inclusões de quartzo, plagioclásios, hornblenda, titanita e rutilo. Os minerais acessórios são rutilo e ilmenita, em cuja proximidade a hornblenda adquire tons amarronados pela incorporação do Ti desses minerais.

METODOLOGIA

As amostras de eclogito são frescas em suas partes centrais. A

de Pouso Alegre apresentava uma borda de 1 cm de alteração. Portanto, o núcleo fresco (PA-C) e a borda (PA-M) foram separadamente preparados e dosados. Na borda observou-se um aumento de Cr e Ba e uma diminuição de La (Tabela 1).

Na execução das análises, os elementos maiores e traços foram determinados pelo processo de fluorescência de raios-x com um aparelho PHILIPS PW 1450/20. A precisão de análise é de 1000 ppm \pm 10%, 100 ppm \pm 20%, 10 ppm \pm 30%. As análises dos minerais foram efetuadas com uma microsonda de energia-dispersiva, tipo CAMBRIDGE S4-10. O erro relativo nessas análises (Tabelas 2 e 3) está em torno de 2%.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA

Com base na composição petrográfica, CHOUDHURI et al. (1978) sugeriram que a rocha original do eclogito de Pouso Alegre poderia ter sido um quartzo toleito. Esta suposição é agora confirmada pela análise química (Tabela 1). Essa composição é comparável à de basaltos comuns. Elementos menores como V, Co, Ni, Zr indicam tratar-se de rochas originalmente ígneas, composição básica (cf. ISHIKAWA, 1968) ou ortofanfilitos (cf. JANDA, 1965).

Os teores de SiO₂, TiO₂, Y, Zr e Nb tendem para um basalto subalcalino, segundo os diagramas de WINCHESTER e FLOYD (1977). No diagrama de DE LA ROCHE et al. (1980), no qual quase todos os elementos principais de uma análise plotam num só ponto, o eclogito de Pouso Alegre fica no campo dos toleitos e o de São Sebastião do Paraíso no campo dos olivina basaltos. A sílica e os álcalis mostram também o caráter subalcalino das rochas, sendo toleítico para Pouso Alegre e de basaltos alto alumínio para São Sebastião do Paraíso.

Nos diagramas de discriminação baseadas em Ti-Zr (GALE & PEARCE, 1982) e em Ti-Y/Nb (WINCHESTER e FLOYD, 1976) as rochas mostram uma afinidade com basaltos oceânicos; por outro lado, suas relações Ti-Mn-P (MULLEN, 1983) indicam um caráter de toleitos de arcos insulares. Tais resultados não são ainda esclarecedores, como se observam também para outras rochas metabásicas da região (CHOUDHURI e CARVALHO, 1983).

Os teores de Y do eclogito ao sudoeste de Passos indicam as mesmas afinidades. No eclogito de Pouso Alegre os teores de Y, 126 a 150 ppm são muito altos. A razão de tais teores ligados à apatita, como observado nos eclogitos da Noruega (KROGH, 1980 b), deve ser menos provável no presente caso, pois a apatita é um mineral raro na amostra de Pouso Alegre e ambos os eclogitos têm teores baixos de P₂O₅ (Tabela 1). A incorporação do Y na granada e no anfibólio (GREEN, 1980) é mais provável.

Em geral pode-se dizer que as poucas análises são insuficientes para concluir algo sobre o ambiente geológico e tectônico original das rochas e sobre a natureza mais exata do protólito. Além disso, as mudanças de composição química resultantes da evolução metamórfica são difíceis de estimar.

MINERALOGIA

Granada

As análises das granadas feitas com microsonda mostram composições principalmente de componentes almandina e grossularita em ambos os eclogitos, com a seguinte variação (% molecular): almandina₅₃ - piro-poi₁₇₋₂₄ - grossularita₂₆₋₂₈ - espessartina₀₋₂, sem que haja um zoneamento composicional.

No diagrama triangular Ca-Mg-Fe de SMULIKOWSKI (1968), que contém os campos de eclogitos de gênese diferente, as análises de granada do eclogito de Pouso Alegre (PA) ficam no campo de eclogitos comuns, enquanto as de São Sebastião do Paraíso (SSP) plotam nos campos de sobreposição de eclogitos comuns e ofiolíticos.

Clinopiroxênio

Nas lâminas observa-se clinopiroxênio com duas características:
a) um clinopiroxênio verde-pálido e xenoblástico (só na amostra SSP) e
b) intercrescimento simplectítico fino de piroxênio-plagioclásio.

O clinopiroxênio verde-pálido de SSP é uma onfacita com 30% de componente jadeíta. Na maneira que esse se transforma em simplectita o teor de Na nele diminui. Assim o piroxênio com menor Na possui uma composição correspondendo diopsídio-salita (Tabela 2) em termos de Ca-Mg-Fe (POLDERVAART & HESS, 1951).

Anfibólio

Todos os anfibólios analisados mostram-se ser cálcicos segundo a classificação de LEAKE (1978), e são representados na Fig. 4 em função de Si e razão de $(Mg/Mg + Fe^{2+})$. Um cálculo de Fe^{3+} seguindo PAPIKE et al. (1974), apesar de aumentar a razão um pouco, não modificaria a nomenclatura dada na figura.

Em relação às respectivas razões de FeO e MgO entre a granada e hornblenda existe uma clara correlação indicando a transformação isoquímica retrógrada de granada para quelifita de hornblenda.

As maiores concentrações de Ti de hornblendas marrons são evidentemente devidas à associação de ilmenita intercrescida com ela.

Plagioclásio

A composição de plagioclásio na borda das granadas e no simplectito varia de oligoclásio-andesina, tendo uma composição média de An₃₀ (An₂₈-An₃₅). O plagioclásio mostra maiores teores de Na (An₁₄-17) nas porções finas simplectíticas, como também é mostrado pelo clinopiroxênio. A componente de onfacita original foi aparentemente incorporada nos novos minerais no estágio de formação de simplectita (cf. WIKSTROM, 1970 b; KLEIN, 1982).

METAMORFISMO

No contexto de metamorfismo será feita a suposição que ambos os eclogitos foram sujeitos a condições semelhantes na sua formação, porém as paragêneses primárias constituídas por granada + onfacita + quartzo ± rutilo não é mais preservada inteiramente.

A amostra mais adequada para estimar as condições de P-T durante o metamorfismo é de São Sebastião do Paraíso, que contém onfacita reliquária com granada, embora não se tenha observado paragênese de contato entre esses minerais.

As condições de P-T estimadas usando as isotermas de PERCHUK (1968) baseadas na distribuição de Ca entre granada e clinopiroxênio, aqui analisados, resultam em temperaturas em torno de 570 - 590°C (Fig. 5). Por outro lado, RAHEIM e GREEN (1974) utilizaram o coeficiente K_p de distribuição de Fe e Mg ($K_p = (FeO/MgO)_{gr} / (FeO/MgO)_{cpx}$) para obter temperaturas de equilíbrio independente de pressão. Usando esse método e com K_p entre 6 e 7 para o presente caso, resulta em temperaturas de 600 - 630°C (Fig. 7). Essas temperaturas representam valores mínimos, pois para o eclogito de Pouso Alegre as temperaturas podem ter sido mais elevadas devido o fato de anatexis de gnaisses tonalíticos em volta dele.

Segundo WYLLIE (1977) gnaisses dessa composição precisam de temperaturas mínimas de 640 - 650°C para iniciar anatexia sob pressão elevadas.

No percurso de metamorfismo o estágio de retrogressão do eclogito se caracteriza pela formação de bordas quelifíticas de hornblenda-plagioclásio para granada e a formação de hornblenda a partir de simplectita. Para estimar as condições desse estágio usou-se o geotermômetro segundo SPEAR (1980), segundo o qual ocorrem mudanças de composição na distribuição de NaSi-CaAl entre hornblenda e plagioclásio. Assim a

relação (Ca, M₄/Na, M₄) no anfibólio e ln (X_{An}/X_{Ab}) no plagioclásio resulta em temperaturas em torno de 490 ± 50°C (Fig. 6). O desvio de ± 50°C depende de estimativa de Fe³⁺ nas análises de microsonda.

Pode-se concluir que os equilíbrios mineralógicos, as condições de anatexis nos gnaisses encaixantes e o retrometamorfismo nos fornecem estimativas de P-T de 640 - 650°C e 7 a 8 kb para o eclogito, e 490°C sob pressões bastante baixas para seu retrometamorfismo de fácies anfibólito (Fig. 7).

CONCLUSÕES

A faixa granulítica do Maciço Guaxupé (Fig. 1) poderia indicar uma crosta de grande espessura na época de sua formação. Por outro lado pode-se apelar para gradientes geotermiais altos no Arqueano (FYFE, 1973; HARGRAVES, 1978; DAVIES, 1979; GRAMBLING, 1981) causado por maior produção de calor através de desintegração de elementos radioativos de longa vida. Ao contrário, a produção maior de calor no Arqueano poderia ser conduzida por reciclagem rápida da crosta oceânica (SLEEP, 1979; WINDLEY, 1984; p. 341; SCLATER, 1981). As condições aqui estimadas para a formação de eclogito indicam, porém, gradientes normais em torno de 25°C/km.

As relações geocronológicas de gnaiss, migmatito, granulito e eclogito entre si são ainda muito incertas. O eclogito ao norte de Pouso Alegre ocorre em gnaisses possivelmente arqueanos (retrabalhados em Proterozóico inferior) e, pela localização geográfica, pode-se supor uma situação semelhante para o eclogito SW de Passos.

Uma avaliação de ambiente geotectônico ainda não pôde ser feita satisfatoriamente, uma vez que a região no SW de Minas evoluiu através de eventos policíclicos e polimetamórficos, e é marcada por unidades litológicas de alto e baixo grau (CHOU DHURI et al., 1978) lado a lado, em certos casos.

As condições de 7 a 8 kb de pressão acima discutidas são estimativas de pressões mínimas, pois a paragênese primária de granada-onfácita já foi transformada. Possíveis zoneamentos de granada que podiam indicar melhor as pressões - se existissem - são provavelmente homogenizados.

Modelos de movimentos tectônicos verticais, que possam explicar a presença de unidade de grau de metamorfismo variáveis, que possam ser invocados, mas não serão suficientes para compensar as diferenças quilométricas de falta de sedimentos. É preciso talvez assumir movimentos laterais também como supostos no modelo de forças tectônicas horizontais por BEHR (1978).

LEONARDOS & FYFE (1976) preferem um modelo de espessamento crustal transicional para a causa de altas pressões nas regiões granulíticas do Brasil. O espessamento, segundo esses autores, resultou de movimentos na borda dos cratons causando empurrões na escala de largura das faixas granulíticas. Tais movimentos deveriam formar melange de alto e baixo grau de rochas granulíticas.

BEHR (1978) desenvolveu um modelo de "subfluência" para o embasamento da Europa Central, segundo o qual os cinturões granulíticos são caracterizados por zonas de cisalhamento atingindo níveis da crosta inferior. Tanto as rochas básicas quanto os granulitos ácidos teriam uma facilidade de serem colocados para os níveis crustais mais rasos ao longo dessas zonas. É fato que no SW de Minas Gerais largas zonas de falhamentos extensos separam regiões de idades e grau de metamorfismo diferentes (Fig. 1) que talvez correspondem ao modelo citado.

Um modelo ensialico foi também adotado por KRÖNER (1982) para regiões onde ocorrem terrenos de alto e baixo grau lado a lado, com o empurrão de faixas granulíticas sobre as demais. Segundo OLIVEIRA (1984) a faixa granulítica de Guaxupé foi numa maneira semelhante empurrada sobre a área gnaissica-migmatítica ao norte.

Outras hipóteses para formação de eclogitos podem ser consideradas no contexto de tectônica de placas, ou na zona de subducção ou na colisão tipo Andes, ou na colisão de duas placas continentais, tipo

relação (Ca, Mg/Na, Mg) no anfibólito e $\ln (X_{An}/X_{Ab})$ no plagioclásio resulta em temperaturas em torno de $490 \pm 50^\circ\text{C}$ (Fig. 6). O desvio de $\pm 50^\circ\text{C}$ depende de estimativa de Fe^{3+} nas análises de microsonda.

Pode-se concluir que os equilíbrios mineralógicos, as condições de anatexis nos gnaisses encaixantes e o retrometamorfismo nos fornecem estimativas de P-T de 640 - 650°C e 7 a 8 kb para o eclogito, e 490°C sob pressões bastante baixas para seu retrometamorfismo de fácies anfibólito (Fig. 7).

CONCLUSÕES

A faixa granulítica do Maciço Guaxupé (Fig. 1) poderia indicar uma crosta de grande espessura na época de sua formação. Por outro lado pode-se apelar para gradientes geotermiais altos no Arqueano (FYFE, 1973; HARGRAVES, 1978; DAVIES, 1979; GRAMBLING, 1981) causado por maior produção de calor através de desintegração de elementos radioativos de longa vida. Ao contrário, a produção maior de calor no Arqueano poderia ser conduzida por reciclagem rápida da crosta oceânica (SLEEP, 1979; WINDLEY, 1984; p. 341; SCLATER, 1981). As condições aqui estimadas para a formação de eclogito indicam, porém, gradientes normais em torno de 25°C/km.

As relações geocronológicas de gnaiss, migmatito, granulito e eclogito entre si são ainda muito incertas. O eclogito ao norte de Pouso Alegre ocorre em gnaisses possivelmente arqueanos (retrabalhados em Proterozóico inferior) e, pela localização geográfica, pode-se supor uma situação semelhante para o eclogito SW de Passos.

Uma avaliação de ambiente geotectônico ainda não pôde ser feita satisfatoriamente, uma vez que a região no SW de Minas evoluiu através de eventos policíclicos e polimetamórficos, e é marcada por unidades litológicas de alto e baixo graus (CHOUDHURI et al., 1978) lado a lado, em certos casos.

As condições de 7 a 8 kb de pressão acima discutidas são estimativas de pressões mínimas, pois a paragênese primária de granada-onfácita já foi transformada. Possíveis zoneamentos de granada que podiam indicar melhor as pressões - se existissem - são provavelmente homogenizados.

Modelos de movimentos tectônicos verticais, que possam explicar a presença de unidade de graus de metamorfismo variáveis, que possam ser invocados, mas não serão suficientes para compensar as diferenças quilométricas de falta de sedimentos. É preciso talvez assumir movimentos laterais também como supostos no modelo de forças tectônicas horizontais por BEHR (1978).

LEONARDOS & FYFE (1976) preferem um modelo de espessamento crustal transicional para a causa de altas pressões nas regiões granulíticas do Brasil. O espessamento, segundo esses autores, resultou de movimentos na borda dos cratons causando empurrões na escala de largura das faixas granulíticas. Tais movimentos deveriam formar melange de alto e baixo graus de rochas granulíticas.

BEHR (1978) desenvolveu um modelo de "subfluência" para o embasamento da Europa Central, segundo o qual os cinturões granulíticos são caracterizados por zonas de cisalhamento atingindo níveis da crosta inferior. Tanto as rochas básicas quanto os granulitos ácidos teriam uma facilidade de serem colocados para os níveis crustais mais rasos ao longo dessas zonas. É fato que no SW de Minas Gerais largas zonas de falhamentos extensos separam regiões de idades e grau de metamorfismo diferentes (Fig. 1) que talvez correspondem ao modelo citado.

Um modelo ensialico foi também adotado por KRÖNER (1982) para regiões onde ocorrem terrenos de alto e baixo graus lado a lado, com o empurrão de faixas granulíticas sobre as demais. Segundo OLIVEIRA (1984) a faixa granulítica de Guaxupé foi numa maneira semelhante empurrada sobre a área gnaissica-migmatítica ao norte.

Outras hipóteses para formação de eclogitos podem ser consideradas no contexto de tectônica de placas, ou na zona de subducção ou na colisão tipo Andes, ou na colisão de duas placas continentais, tipo

Himalaya (discutido em WINDLEY, 1984, p. 57). A afinidade composicional de eclogitos com basaltos oceânicos ou de arcos vulcânicos poderia ser ligada com tais ambientes, mas no momento é considerado melhor tratar esse aspecto com a máxima cautela até que entendêssemos melhor a evolução e tectônica de regiões pré-cambrianas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Sra. E. Lutz, Sra. H. Schlegel e Prof. Dr. J. Otto do Instituto de Mineralogia, Freiburg, pela ajuda com a obtenção de dados. A pesquisa teve o apoio de Deutsche Forschungsgemeinschaft (A.H.) e de Deutscher Akademischer Austauschdienst (W.S.). A.C. agradece Gergely Szabó, Andre Celligoi e Sergio Yasuda pela companhia jovial no campo.

BIBLIOGRAFIA

- BEHR, H.J. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas - Z. dt. geol. Ges., 129: 283-318, Hannover.
- CHOUDHURI, A., FIORI, A.P. & BETTENCOURT, J.S. (1978): Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. XXX Congr. Bras. Geol., An., 3: 1236-2349, Recife.
- CHOUDHURI, A., FIORI, A.P., WINTERS, A.A.M., BETTENCOURT, J.S. & RODRIGUES, J.E. (1978): A note on small bodies of eclogite as inclusions in high grade gneisses north of Pouso Alegre, Minas Gerais. Rev. Bras. Geociênc., 8: 63-68, São Paulo
- CHOUDHURI, A. & CARVALHO, S.G. de (1983): Estudo baseado nos elementos traços das rochas metabásicas diferenciadas da região de Machado, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, An., 85-99.
- DAVIES, G.F. (1979): Thickness and thermal history of continental crust and root zones. Earth Planet. Sci. Lett., 44: 231-238, Amsterdam.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210, Amsterdam.
- DRAKE, A.A. (1980): The Serra de Caldas window, Goiás. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1119-A: 11p., Washington.
- FIORI, A.P., WERNICK, E., CHOUDHURI, A., SOARES, P.C. & BETTENCOURT, J.S. (1980): Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. XXXI Congr. Bras. Geol., An., 5: 2893-2905, Camboriú.
- FYFE, W.S. (1973): The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 273: 547-461, London.
- GALE, G.H. & PEARCE, J.A. (1982): Geochemical patterns in Norwegian greenstones. Canad. J. Earth Sci., 19(3): 385-397, Ottawa.
- GRAMBLING, J.A. (1981): Pressures and temperatures in Precambrian metamorphic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 53: 63-68, Amsterdam.
- GREEN, T.H. (1980): Island arc and continent-building magmatism - a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophys., 63: 367-385, Amsterdam.
- HARGRAVES, R.B. (1978): Punctuated evolution of tectonic style. Nature, 276: 459-461, London - Washington.

- HOLDWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271: 97-131, Washington.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 293-301, Berlin - Heidelberg.
- ISHIKAWA, A. (1968): Some aspect of geochemical trend and fields of the ratio V, Ni and Co. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 913-917, Oxford.
- JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M. (1965): Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. *Tscherm. Min. Petrol. Mitt.*, 10(3): 552-572, Wien.
- KLEIN, H. (1982): Die eklogitogenen Amphibolite im Schwarzwald. Diss. (mscr.), 109 p., Freiburg i. Br.
- KRÖNER, A. (1982): Archean to Early Proterozoic tectonics and crustal evolution: A review. *Rev. Bras. Geociênc.*, 12(1-3). 15-31, São Paulo.
- KROGH, E.J. (1980a): Compatible pT-conditions for eclogites and surrounding neisses in the Kristiansund area, western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 387-393, Berlin - Heidelberg.
- _____ (1980b): Geochemistry and petrology of glaucophane - bearing eclogites and associated rocks from Sunfjord, western Norway. *Lithos*, 13: 355-380, Oslo.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Miner. Petrogr. Acta*, 22: 195-224.
- LEONARDOS, O.H. & FYFE, W.S. (1976): The significance of granulite facies rocks on continental margins with particular reference to Brazil. 25th. *Int. Geol. Congr.*, abstr., 3: 720-721, Sidney.
- MARINI, O.J. FUCH, R.A., DARDENNE, M.A. & FARIA, A. de (1977): Contribuição à geologia do Pré-cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geociênc.*, 7: 304-324, São Paulo.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earch Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62, Amsterdam.
- OLIVEIRA, M.A.F. de (1984): Considerações sobre a evolução geológica do Complexo Varginha. XXXIII Congr. Bras. Geol., An., V: 2302-2304, Rio de Janeiro.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L. & BALOWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer.*, *Abstr. Progr.*, 6: 1053-1054, Washington.
- PERCHUK, L.L. (1968): Pyroxene - garnet equilibrium and the depth facies of eclogites. *Int. Geol. Rev.*, 10: 280-318.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59: 472-489, Chicago.
- RAHEIM, A. & GREEN, D.H. (1974): Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*,

- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 267: 259-272, Washington.
- SCHMIDT, W. (1981): Stratigraphie und tektonischer Baustil der Region Furnas, SW Minas Gerais, Brasilien. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 1981: 372-384, Stuttgart.
- _____ (1983): Die Geologie der Araxá Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer Berücksichtigung des Grünsteingürtels von Fortaleza de Minas. Diss. (mscr.), 134 p., Freiburg i. Br.
- SCHOBHENHAUS, C., CAMPOS, D. de A., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (1984): Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2.500.000. 501 p., Brasília (DNPM).
- SCLATER, J.G., PARSONS, B. & JAUPART, C. (1981): Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *J. Geophys. Res.*, 86 (B12): 11535-11552, Washington.
- SLEEP, N.H. (1979): Thermal history and degassing of the earth: some simple calculations. *J. Geol.*, 87: 671-686, Chicago.
- SMULIKOWSKI, K. (1968): Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos*, 1: 89-101, Oslo
- SPEAR, F.S. (1980): NaSi CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 33-41, Berlin - Heidelberg.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. (1983): Evolução policíclica de terrenos Arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. II Simp. Geol. Minas Gerais, An., 50-62, Belo Horizonte.
- WIKSTRÖM, A. (1970a): Hydrothermal experiments in the system jadeite - diopside. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 50: 1-14, Oslo.
- _____ (1970b): Notes on the alteration of kyanite in the eclogites from the Nordfjord area, Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 50: 183-186, Oslo.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 459-469, Amsterdam.
- _____ (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343, Amsterdam.
- WINDLEY, B.F. (1984): the evolving continents. 2nd ed., 399 p., London - New York - Sidney - Toronto (Wiley).
- WYLLIE, P.J. (1977): Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics* 43, 41-71.

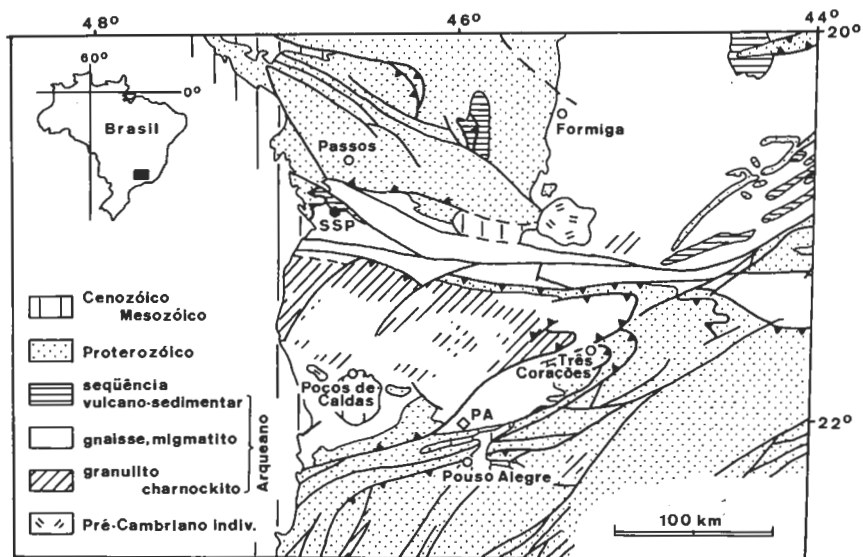


Fig. 1: Mapa geológico simplificado do SW de Minas Gerais (Fonte: Mapa Geológico do Brasil 1:2.500 000) e localização das ocorrências descritas.

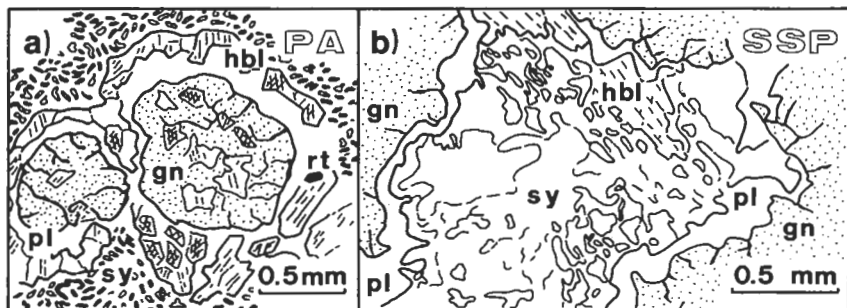


Fig. 2: Fotomicrografia dos eclogitos. a) Porfiroblastos de granada separados da matriz simplectítica de clinopiroxênio e plagioclásio, através de uma fina borda de plagioclásio e hornblenda. b) Cristais de granada envolvidos por uma auréola de plagioclásio. Espaços intersticiais exibindo textura simplectítica e hornblendas escuras.
gn=granada, hbl=hornblenda, pl=plagioclásio, sy=simplectito, rt=rutilo.

NOTA PRELIMINAR SOBRE O METAMORFISMO À CIANITA E A CLORITÓIDE NA REGIÃO DE OURO PRETO - MG

J.J.G. Quéméneur
IG - UFMG

Trabalho realizado com o auxílio do CNPq e CPq

ABSTRACT

The Kyanite-Chloritoid Metamorphism acted in a irregular matter upon all the rocks of the Minas Supergroup on the mapped area. Nevertheless the beds of the Rio Piracicaba Group seemed to be the most affected. The interpretation of the geometrical relationships of the crystals of Kyanite and Chloritoid with the main schistosities and cleavage planes (S_1, S_2, S_3, S_4) developed in the area, allow us to situate this metamorphic event at the end of the Second Deformation Phase D_2 of the Minas-Metassediments, probably during the E-W Thrusting as suggested by the preferential orientation of the Kyanite crystals.

RESUMO

O metamorfismo à cianita e cloritóide afeta de um modo irregular mais distributivo as rochas do Supergrupo Minas na área estudada. Contudo as formações do grupo Rio Piracicaba parecem ter sido as mais sensíveis. A interpretação das relações geométricas dos cristais de cianita e cloritóide com as várias xistosidades S_1, S_2, S_3 e S_4 observadas na região colocam este evento metamórfico no final da segunda fase de deformação D_2 afetando as rochas Minas. Ele atuou provavelmente durante o falhamento de empurrão de Leste para Oeste que caracteriza D_2 como sugere a orientação dos cristais de cianita.

INTRODUÇÃO

Nossos trabalhos anteriores, na região de Ouro Preto, mostraram a importância deste metamorfismo que afeta de um modo descontínuo, mas distributivo, toda a área onde aflora o Supergrupo Minas. Este estudo insere-se no quadro mais amplo da evolução tectônico-metamórfica e metalogenética que executamos no âmbito do projeto "Esboço metalogenético de Minas Gerais".

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A área estudada, entre Ouro Preto e Cachoeira do Campo, está localizada na parte meridional do Quadrilátero Ferrífero, sendo constituída por rochas do Supergrupo Minas, aflorando entre os domos de Bação e de Santa Rita de Ouro Preto. Esta região, situada num centro tradicional de pesquisa geológica, foi objeto de estudos geológicos desde o século XIX. Podemos citar, em particular, os trabalhos de H. Gorceix (1881), Derby (1884 e 1911) e Guimarães (1931). Contudo, o essencial dos dados disponíveis em termos de estratigrafia e geologia de campo, são devidos aos grupos do U.S. Geological Survey e DNPM, coordenados por J.V. Door. O mapeamento das folhas 1:25.000 de Ouro Preto e Dom Bosco foi realizado por A.M. Barbosa (1969) e R.F. Johnston (1962). A bor

da oriental da folha de Ouro Preto foi remapeada na mesma escala por R. Fleischer em 1971.

Os mapas de U.S. Geological Survey, apesar de muito detalhados, apresentam discrepâncias importantes que justificaram novas pesquisas, principalmente centradas no aspecto tectônico, a partir de 1980.

Entre estes pesquisadores, citaríamos A. Ladeira (1984), F.R.M. Pires (1984) e o autor (1984).

Os resultados preliminares confirmaram a existência de deformações polifásicas afetando o Supergrupo Minas.

Encontramos quatro fases de deformações D₁, D₂, D₃ e D₄ (J. Quéméneur, 1984).

D₁ e D₂ correspondem a D₁ e D₂ de I. Guba (1981), às duas fases de R. Fleischer (1971) e às fases D₂, D₃ e D₄ de A. Ladeira (1984).

S₁, associada a D₁, é uma xistosidade de fluxo, com forte transposição, correspondente a planos axiais inicialmente sub-horizontais, de eixo WNW-ESE. D₂ provocou também uma xistosidade de fluxo S₂ apresentando uma direção geral NS, com vergência nítida de E para W. D₃ e D₄ são deformações de nível estrutural superior de Mattauer (1973). D₃ de direção NS e mergulho feito para W e associada a uma xistosidade descontínua de crenulação com a presença de "Kink-bands". D₄, WE, forma dobras paralelas de plano axial vertical; S₄ pode ser localmente penetrativa até provocar pequena transposição. A denominação D₃ e D₄ pode ser invertida, pois não foi determinada a relação cronológica entre D₃ e D₄. A estratigrafia do grupo Rio Piracicaba permanece ainda problemática após os estudos estruturais. Utilizamos, por enquanto, a coluna estabelecida por A.M. Barbosa (1969).

EVENTOS METAMÓRFICOS

Cinco eventos metamórficos afetaram as rochas do Supergrupo Minas:

- Metamorfismo associado à deformação D₁
- Metamorfismo associado à deformação D₂
- Metamorfismo a cianita e cloritóide
- Re metamorfismo a moscovita e pirofilita
- Metamorfismo aparentemente de contato.

Estes eventos foram já sucintamente descritos pelo autor no Congresso Geológico Brasileiro de 1984, no Rio de Janeiro. Os três primeiros parecem de origem tectônica e os dois últimos não apresentam orientação particular.

O METAMORFISMO À CIANITA E CLORITÓIDE

Extensão na área estudada

Este metamorfismo ocorre na forma de focos irregulares em toda a área. As zonas mais afetadas são a Serra da Bocaina, Boa Vista e a parte central do sinclinal Dom Bosco. A cianita e o cloritóide desenvolvem-se principalmente nas formações do grupo Rio Piracicaba e são raros tanto na formação Sabará como no grupo Nova Lima.

Este último grupo foi somente afetado em alguns lugares onde ocorreram as deformações D₂.

Geralmente a cianita e o cloritóide não ocorrem juntos nas áreas afetadas, mas mostram-se estreitamente interdigitados.

O cloritóide está preferencialmente associado a quartzitos e xistos ferroginosos, frequentes na formação Fecho do Funil.

A cianita predomina em filitos e quartzitos micáceos.

Existem, contudo, alguns locais onde os dois minerais ocorrem na mesma rocha, por exemplo, a capela de São Sebastião, perto da estação de Dom Bosco. (Fig. 3a).

Morfologia:

Em afloramento, a cianita apresenta dois fácies:

- a) Grandes cristais em fibras ou prismos achatados, muitas vezes microdobrados ou quebrados nas bordas de veios de quart-

zo deformados por D_2 , conforme observação de R. Fleischer, 1971;

- b) pequenos cristais disseminados nas rochas, apresentando uma orientação preferencial EW, que não coincide exatamente com S_4 . Esta lineação pode representar a marca do movimento de empurrão de D_2 .

O cloritóide ocorre sempre disseminado nos xistos e quartzitos em concentração irregular, dando uma coloração verde escura ou cinza esverdeada as rochas.

Nas áreas mais afetadas, tanto pela cianitização como pela cloritoidização, xistosidade S_1 encontra-se obliterada, S_2 permanecendo geralmente visível, S_3 e S_4 não estão modificados.

OBSERVAÇÕES MICROSCÓPICAS

a) A cianita

São cristais hipidiomórficos aciculares, geralmente paralelos aos planos S_2 e muitas vezes orientados segundo a direção $N100$ a $N120$ mas podendo não apresentar orientação particular. O comprimento dos cristais varia de 0,1 mm até 25 mm com uma média de 1 até 2 mm.

Estes cristais de textura geralmente poiquilítica englobam quartzos e minerais opacos orientados por S_1 . As inclusões formam níveis contínuos atravessando os cristais de cianita, aquelas aparecem muitas vezes deformados pelo crescimento dos cristais de cianita. (Fig. 2a,b).

b) O cloritóide

Forma prisma idiomórficos ou hipidiomórficos curtos ou aciculares geralmente de pequeno tamanho 100p - 200p, mas existem cristais de até 5 cm. Os cristais menores estão preferencialmente orientados paralelamente a S_1 ou S_0 , mas em algumas amostras não apresentam orientação particular. Os cristais maiores, geralmente não orientados, podem ter sido quebrados ou rotacionados por D_2 . Existem, segundo as rochas portadoras, cristais límpidos ou turvos. As inclusões formadas por uma poeira de minerais opacos são concentradas no centro dos cristais obliterando o antigo aleitamento. (Fig. 3b).

A presença de cloritóide aumenta nos níveis filíticos, diminuindo nos níveis quartzosos. O cloritóide parece resultar mais da transformação de filitos e óxidos de ferro do que de quartzo e óxidos de ferro.

RELAÇÃO COM FASES TECTÔNICAS:

Cianita e cloritóide deformam a xistosidade S_1 . As inclusões de cianita permitem visualizar as deformações de trama S_1 , pelo crescimento dos cristais e pelas rotações e cataclases provocados por D_2 . (Fig. 2c,d).

Os cloritóides mais rígidos estão geralmente quebrados, mas podem ser associados aos microbras da segunda fase. (Fig. 3d).

As xistosidades S_3 e S_4 deformam os cristais de cianita e cloritóide. (Fig. 2e).

Estas relações geométricas levam a supor que o metamorfismo considerado desenvolveu-se após a fase de deformação D_1 e antes das fases D_3 e D_4 . O fato de aparecerem ora tectonizados por D_2 , ora pouco orientados, coloca este evento metamórfico no final de D_1 , talvez ligado a um movimento tangencial após dobramento. Tal suposição está de acordo com a colocação dos veios do quartzo à cianita no final de fase dois de R. Fleischer (1971).

RETROMETAMORFISMO

Quase todos os cristais de cianita apresentam borda interdigitada com moscovita e, em casos mais raros, com clorita e quartzo.

Em várias amostras a cianita aparece como mineral residual no meio de um agregado de moscovita e quartzo (fig. 2f): a transformação

de cianita com moscovita pode ser completa, permanecendo somente a textura do xisto, com amígdalas de moscovita apresentando a cianita a mesma forma e as mesmas deformações dos minerais opacos.

Ao Sul do lugarejo Lagoa, foram observados rosetas dum mineral verde desenvolvido dentro de grandes cristais de cianita. Este mineral, provavelmente pirofilita, encontra-se também nos quartzos associados aos topázios em Rodeio de Cima e na jazida do Capão.

A formação dos agalmatolitos, da região de Pitangui, pode apresentar uma semelhança como o desenvolvimento deste mineral.

Os cloritóides parecem ter sido pouco afetados por este retrometamorfismo, mostrando-se localmente transformados em quartzo e clorita (fig. 3e,f). Neste último caso, a clorita apresenta maclas polissintéticas parecidas com as do cloritóide.

CONCLUSÕES

O metamorfismo à cianita e à cloritóide não é limitado, como se acreditava, às zonas de falhas, mas afeta volume importante de rochas que podem ter sido transformadas em cianitaxistos e cloritóidexistos. A zona de ocorrência destes minerais pode, contudo, corresponder ao empurrão de Leste para Oeste, marcando o final da fase D₂.

Este estudo precisa ser estendido a uma área maior, a fim de se determinar a existência dum eventual gradiente metamórfico. Seria também importante estabelecer sua relação com o metamorfismo à estauroлита que afeta as formações do Prê-Minas na região de São Bartolomeu.

A presença de inclusões de cloritóides nas granadas dos xistos à estauroлита, aflorando a oeste do Pico Itacolomi, representa, talvez, um fácies de mais alto grau do mesmo metamorfismo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

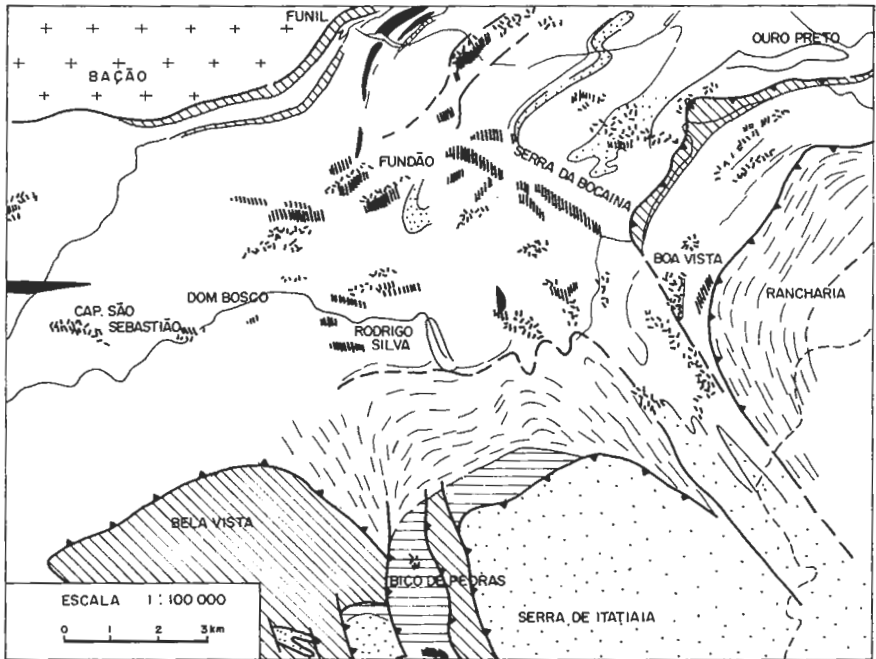
- ALVES, C.M. & PINA MENDES, F. - 1972 - Contagem manual de orientações - Rev. Cienc. Geol. Ulm Série A - vol. 5 - p. 9-18.
- BARBOSA, A.L.M. - 1969 - Mapa Geológico das quadrículas de Ouro Preto e Santa Rita de Ouro Preto - Minas Gerais - Brasil. In Dorr US Geol. Surv. Prof. Paper 641 A. 139 p.
- CORDANI, V.G., KAWASHITA K, MÜLLER G. QUADE H. REINER V. e RÖSER H. - 1980 - Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero (MG). An. Acad. Brasil. Ciências 52 p. 785-799.
- DERBY O.A. - 1884 - Peculiar modes of occurrence of gold in Brasil. Am Journ. Sc. V. XXVIII New Haven.
- DERBY O.A. - 1911 - Gold bearing Lode of passagem. Am. Journal. Sc. V. XXXII nº 189, p. 185-196.
- DEER, HOWIE and ZUSSMAN - 1982 - Rock-Forming Minerals. Vol. 1A: Ortho silicates second edition. P. 867-907.
- DOOR, II J.V.N. - 1965 - Natur and origin of the high grad hematite ores of the Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais - Brasil. Ec. Geol. 60-1-46.
- DOOR, II J.V.N. & BARBOSA A.L.M. - 1963 - Geology and ores deposits of the Itabira district Brasil. U.S. Geol. Surv. Prof. paper 341C. 110 pp.
- ECHWEGE, W.L. - 1833 - Pluto Brasiliensis: D. Reimer Berlin. 457 pp.
- FERREIRA, C.M. - 1983 - Vulcanismo ácido no Quadrilátero Ferrífero e sua relação com algumas ocorrências ou depósitos minerais. Anais do II Simpósium de Geologia de Minas Gerais - p. 128-133 - Belo Horizonte.
- FLEISCHER, R. - 1971 - Le gisement aurifère à tourmaline de passagem de Mariana (Minas Gerais Brésil) et son cadre; Influence de l'évolution structurale et métamorphique sur une minéralisation syngénétique. These d'Université non pub. Paris 1971.
- FLEISCHER, R. & P. ROUTHIER - 1973 - The "consanguineous" origin of a Turmalin Bearing Gold Deposit. Passagem de Maria Brasil. Ec. Geol.

Vol. 68 nº 1.

- GLÖCKNER, K.H. - 1981 - Lithostratigraphie, sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi - Serie bei Ouro Preto - Minas Gerais - Brasilien. Thesis Dr. rer. nat. Techn. Univ. Clausthal. 221 pp.
- GORCEIX, H. - 1881 - Estudos das jazidas topazíferas da província de Minas Gerais. An. Esc. de Minas de Ouro Preto bol. nº 1.
- GUITARD, M.G. - 1969 - Mise en évidence de la réaction grenat, muscovite, andalousite + biotita + quart dans les micaschistes mésozoïques des massifs du Canigou et du Roc de France (Pyrénées Orientales) Réaction entre l'andalousite, la staurotite et le grenat. C.R. Acad. Sciences Paris. T. 269. Série D. p. 1159.
- GUBA I, - 1981 - Strukturgeologische Untersuchungen in Eisenreicherzkörper der Grube Morro Agudo im Nordostern des Eisernen Vierecks Minas Gerais - Brasilien. Zbl. Geol. Paläont. 1. p. 385-396.
- GUIMARÃES, D. - 1931 - Contribuição a geologia do Estado de Minas Gerais Brasil. Ser. Geol. Miner. Bolt 55-36 p.
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Brasil. University of W. Ontario Unpubl. Ph. D. Thesis 272 p. London Ontario - Canada.
- LADEIRA, E.A. - 1980 - Gênese do ouro na mina de Morro Velho e no distrito de Nova Lima - Minas Gerais - Brasil. XXXI Congr. Bras. Geol. Bolti. nº 2 - p. 371.
- LADEIRA, E.A. & DE VIVEIROS J.F.M. - 1984 - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. S.B.G. Bol. nº 4 - Núcleo de Minas Gerais.
- MATTAUER, M. - 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann. Paris.
- MUELLER, G., SCHUSTER A, & HÖFS.J. - 1982 - Oxigen isotope variations in polymetamorphic iron ores from the Quadrilátero Ferrífero. Brasil. Revista Brasileira de Geociências. An. do I.S.A.P. Vol. 12 (1-3) p. 348-355.
- OLSEN, D.R. - 1972 - Origin of topaz deposits near Ouro Preto - Minas Gerais - Brasil. Ec. Geol. Vol. 66 nº 1972.
- PIRES, F.R.M, & FREITAS. POLERMO N. & SARCIA, M.G.M. - 1983 - Geologia e Gênese dos depósitos de topázio de Ouro Preto, Minas Gerais. An. do II Simpósio de Geol. de Minas Gerais, p. 283-296.
- QUÉMENEUR, J. - 1984 - Contribuição a microtectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva e Oeste de Ouro Preto MG. Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. p. 3306-3318.
- ROSIÈRE, C.A. - 1983 - A recristalização do minério de ferro da jazida do Pico Itabirito no Quadrilátero Ferrífero, M.G., e suas implicações genéticas. An. de II Simpósio de Geol. de Minas Gerais, p. 173-186.
- TURNER, F.J. - 1981 - Metamorphic petrology Second edition. Mac Graw Hill.

FIG. 1

LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS METAMORFISADAS



XISTO ARDOSIANO



XISTOS GRAFITOSOS E BRECHAS



FILITOS E QUARTZITOS



CARBONATO



ITABIRITO



XISTOS VERDES MICAXISTOS



GNAISSE



QUARTZITOS

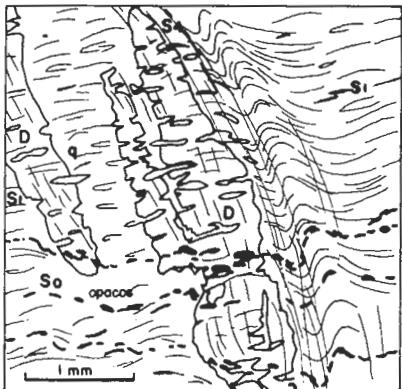


CIANITA

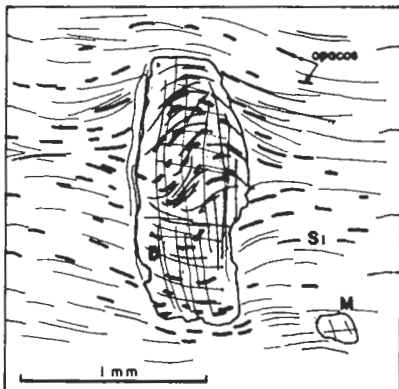


CLORITOIDE

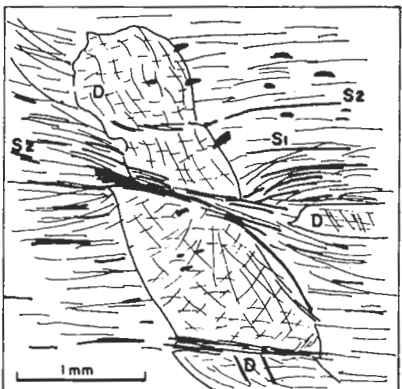
FIG. 2



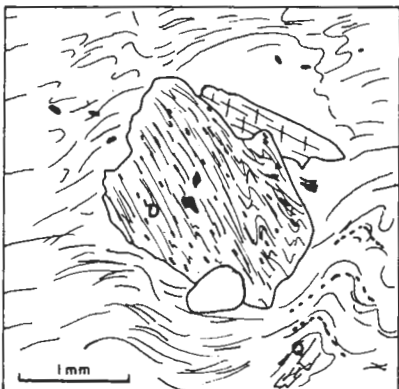
a CRISTAIS DE CIANITA SUPERPOSTOS A S1 E S2. FUNDÃO.



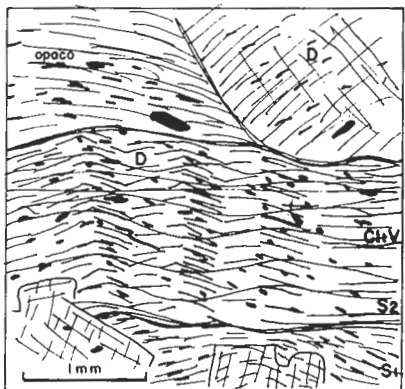
b CRISTAL DE CIANITA DEFORMANDO S1. SERRA DA BOCAINA.



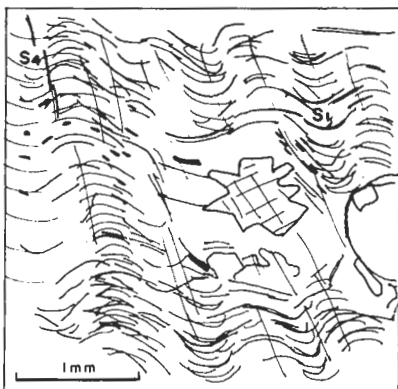
c CIANITA CORTADA POR S2. SERRA DA BOCAINA.



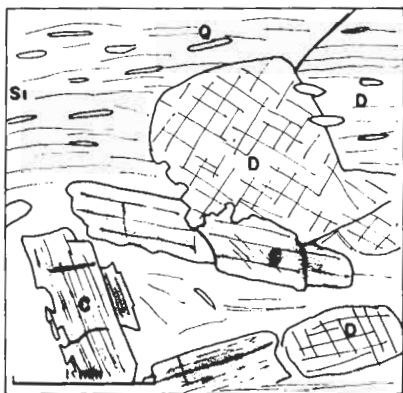
d CIANITA ROTACIONADA POR S2. FAZ. CALIEIRA.



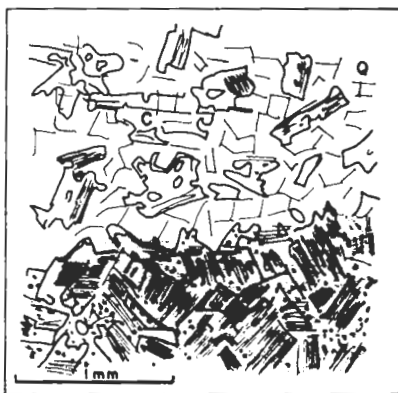
e CIANITA DOBRADA POR S4. SERRA DA BOCAINA.



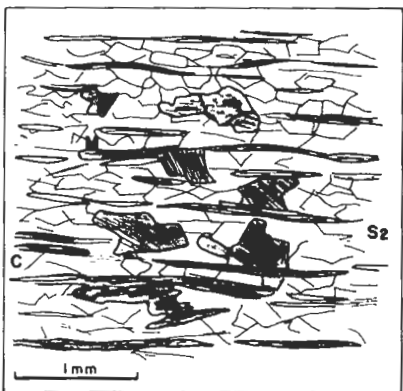
f RESTOS DE CIANITA NA MOSCOVITA. SERRA DA BOCAINA.



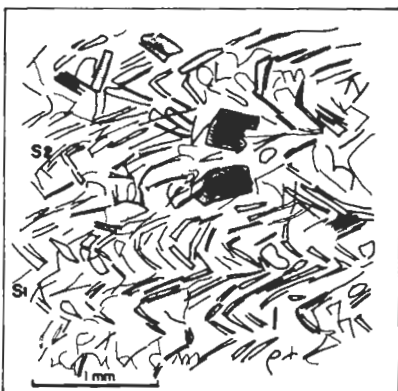
a ASSOCIAÇÃO CIANITA (D) CLORITA (C).
CAPELA SÃO SEBASTIÃO PERTO DE DOM BOSCO.



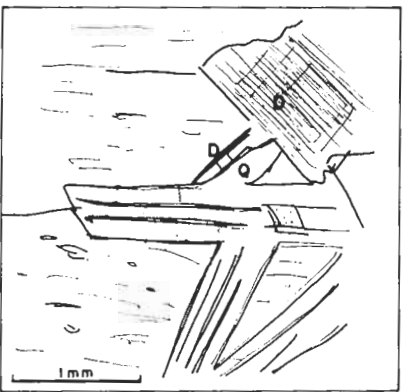
b CLORITÓIDE LÍMPIDO NO QUARTZO PURO E TURVO
NUM LEITO DE QUARTZO FERRUGINOSO C/RESTO DE TEX-
TURA MICRO-OLÍTICA. MORRO DO CAXAMBU.



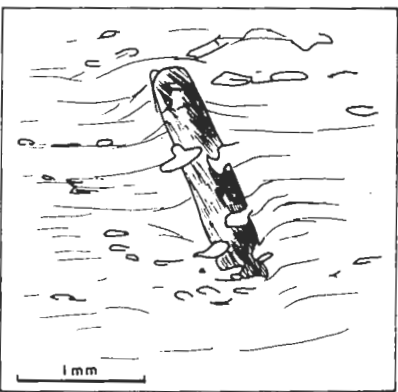
c CLORITÓIDE CORTADO POR S₂.
FUNDÃO.



d CLORITÓIDE MICRODOBRADO POR D₂.
BOA VISTA.



e CLORITÓIDE EPIGENISADO EM QUARTZO E CLORITA.
FUNDÃO.



f CLORITÓIDE EPIGENISADO EM CLORITA.
BICO DE PEDRAS.

A APLICAÇÃO DE DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO NO ESTUDO DE METAMORFITOS. EXEMPLO: ANFIBOLITOS PRECAMBRIANOS DO EMBASAMENTO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Humbert Mathias Peter Roeser

Universidade Federal de Ouro Preto

ABSTRACT

There are four types of correlation diagrams used to distinguish ortho- from paraamphibolites: correlation diagrams between NIGGLI values, correlation diagrams between NIGGLI values and chemical elements, correlation diagrams between major elements and between major and trace elements, and finally correlation diagrams between trace elements only. Examples for every group mentioned are discussed, based on well characterized ortho- and paraamphibolites from the Archean basement of the Iron Quadrangle (Quadrilátero Ferrífero), Central Minas Gerais. The most suitable elements for the solution of the problem seem to be Ti, Cr and Ni. V is not so appropriate in this case. Good results were obtained with the TiO_2 - Cr, Cr - Ni and the $(Al + Fe + Ti)/3-Na / (Al + Fe + Ti)/ 3-K$ diagrams. Multielement diagrams give better results than two element diagrams. A petrographic control of the geochemical results is in any case recommended.

RESUMO

No caso de diagramas de correlação para a separação de orto- e paraanfíbolitos podemos distinguir entre os seguintes quatro grupos: diagramas de correlação entre valores de NIGGLI, diagramas de correlação entre valores de NIGGLI e elementos químicos, diagramas de correlação entre elementos maiores e entre elementos maiores e traços e, finalmente, diagramas de correlação entre elementos traço apenas. Exemplos para cada um dos grupos citados são discutidos com base em orto- e paraanfíbolitos muito bem pesquisados do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais central. Os elementos mais indicados para a solução do problema parecem ser Ti, Cr e Ni. V não é tão bem adequado para essa questão. Bons resultados foram obtidos com os diagramas TiO_2 - Cr, Ni - Cr e $(Al + Fe + Ti) / 3-Na / (Al + Fe + Ti) / 3-K$. É recomendado o uso de diagramas multi-elementares ao invés de correlações entre somente dois elementos. Um controle petrográfico dos resultados geoquímicos e sempre aconselhável em todos os casos.

Key words:

orthoamphibolites, paraamphibolites, correlation diagrams, NIGGLI values, major elements, trace elements.

Palavras chaves:

ortoanfíbolitos, paraanfíbolitos, diagramas de correlação, valores de NIGGLI, elementos maiores, elementos traços.

1) INTRODUÇÃO

Um dos problemas petrogenéticos em rochas metamórficas é o das suas derivações. Em quase todos os tipos químicos de metamorfitos (ultrabasitas, basitos, intermediários e ácidos) existem casos de rochas que podem formar-se ou a partir de sedimentos ou a partir de magmatitos. Assim conhecemos orto- e paraserpentinóis, orto- e paraeclogitos, orto- e paranfibolitos, orto- e paragnaisses e vários outros. Para a solução do problema da origem de tais rochas oferecem-se primeiramente as observações geológicas no campo e depois os estudos microscópicos da textura e da petrografia da rocha. Porém, às vezes esses estudos não permitem uma classificação inequívoca da rocha metamórfica. Nestes casos a geoquímica pode ser de grande utilidade. Tanto o macroquimismo quanto o microquimismo são adequados para pesquisar esses problemas.

Em muitos casos, uma simples comparação do quimismo principal de um metamorfito com o quimismo de possíveis rochas originais, já classifica a rocha metamórfica. Mas o fato do quimismo maior sofrer mudanças durante o metamorfismo, mesmo sendo elas pequenas, dificulta frequentemente a interpretação. Isso vale especialmente para rochas relativamente ricas em Na, K, Mn e outros elementos considerados facilmente mobilizáveis.

Nestes casos é indicada a investigação de elementos menores (traços) nas rochas, cuja utilidade para o estudo de tais problemas já foi reconhecida por GOLDSCHMIDT (1932), que mostrou que certos elementos chamados por ele de "elementos índices" apresentam concentrações críticas diferentes em diferentes rochas. Trata-se aqui especialmente de elementos traços que, por causa de processos de diferenciações geoquímicas, encontram-se em quantidades bem determinadas em vários tipos de rochas. Tais elementos, uma vez analisados em metamorfitos, permitem uma classificação do seu material original.

Outro autor que se ocupou com esse assunto foi LEUTWEIN (1939) que foi o primeiro a mostrar a possibilidade de interpretação que resulta da investigação de elementos nobres (Au, Pt, Pd).

No decorrer do tempo foram realizadas muitas pesquisas e estudos vários elementos em respeito a sua utilidade para tais interpretações (resumo de trabalhos em ROESER et. al. 1985). De todos os estudos resultam duas maneiras diferentes de uma distinção entre orto- parametamorfitos com base em elementos químicos:

1. UMA DISTINÇÃO COM BASE EM CONCENTRAÇÕES ABSOLUTAS DE UM OU MAIS ELEMENTOS

Assim, por exemplo WEDEPOHL (1963) define ortoserpentinóis como tendo mais do que 1000 ppm Cr. LANGE (1965) postula para ortoeclogitos concentrações de Co > 40 ppm, V > 200 ppm e Sc > 20 ppm. Ortognaisses caracterizam-se, segundo KHAFFAGY (1971), pelos teores de TiO₂ < 0,3% e ROESER (1977) encontrou teores de Cr, Ni, V e Co < 10 ppm para ortognaisses.

2. UMA DISTINÇÃO COM BASE EM CORRELAÇÕES ENTRE DOIS OU MAIS ELEMENTOS (DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO)

Essa maneira parece ser a mais indicada e, antes de tudo, a mais segura, porque ela não considera somente os teores absolutos, mas sim as correlações entre elementos, ou seja as mudanças regulares do quimismo de rochas devido a processos geoquímicos como diferenciações etc.

Em seguida são discutidos alguns desses diagramas de correlação e suas utilidades no caso do estudo de orto- e paranfibolitos do embasamento do Quadrilátero Ferrífero.

II) AS AMOSTRAS INVESTIGADAS

Trata-se de cerca de 60 anfibolitos precambrianos que afloram na sua maioria dentro do embasamento cristalino na área SE do Quadrilátero Ferrífero. As amostras foram petrograficamente, petrologicamente e geoquimicamente muito bem investigadas pelos seguintes autores: ROESER (1977, 1982), ROESER & MUELLER (1976, 1977), SCHUBERT (1977, 1980), MUELLER & ROESER (1983), ROESER, MUELLER & SCHUBERT (1985). Dessas pesquisas resultam as seguintes características para as rochas:

1. A grande maioria dos anfibolitos são ortoanfibolitos.
2. O seu material original foram toleilitos arqueanos.
3. Parte dos paranfibolitos foram grauvacas arqueanas, outros foram sedimentos calcossilicosos, que possivelmente sofreram influências metassomáticas
4. Dois paraanfibolitos, de composição muito especial, foram interpretados como sendo produtos metamórficos de cherts relativamente ricos em ferro.
5. As rochas foram formadas sob condições epi- até mesozonais de um metamorfismo regional.
6. A maior parte das rochas é produto do metamorfismo Minas, alguns anfibolitos foram interpretados como já tendo sido formados durante um metamorfismo Preminas.

Considerando que este grupo de amostras foi tão bem investigado sob aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos, ele é adequado para estudos comparativos, os quais são realizados a seguir:

III) DISCUSSÃO DA REPRESENTAÇÃO DOS ANFIBOLITOS NOS DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO

De acordo com WALKER et al. (1960), ROESLER & LANGE (1975), VOULTSIDIS (1973), JANDA et al. (1965), MOINE (1969) e vários outros autores, é usual construir diagramas de correlação, que são adequados para o estudo da derivação de anfibolitos, com base nos seguintes parâmetros:

- elementos maiores
- elementos traços incluindo elementos de terras raras
- valores de NIGGLI.

Os diagramas mais comuns baseados nestes parâmetros podem ser divididos nos seguintes quatro tipos:

- a. diagramas de correlação entre valores de NIGGLI
 - diagrama c / mg
 - diagrama a_1 / alk
 - diagrama 100 mg / c / al - alk
 - diagrama fm / mg
- b. diagramas de correlação entre valores de NIGGLI e elementos químicos.
 - diagrama TiO_2 / mg
 - diagrama Cr / mg
 - diagrama Ni / mg
 - diagrama K / mg
 - diagrama Ba / mg
 - diagrama Zr / mg
- c. diagramas de correlação entre elementos maiores e entre elementos traços.
 - diagrama Ca / Mg / Soma Fe
 - diagrama Cr / TiO_2
 - diagrama Ni / TiO_2
 - diagrama Se / Fe^{2+}
 - diagrama V / MgO
 - diagrama V / TiO_2
 - diagrama (Al + Fe + Ti) / 3-Na / (Al+Fe+Ti) / 3-K

d. diagramas entre elementos traços

- diagrama Ni / Cr
- diagrama Ni / Co
- diagrama Cr / V
- diagrama Zr / Ni
- diagrama Ni / Cu
- diagrama Ce / Zr
- diagrama La / Yb / Soma REE

Um pré-requisito para o uso de tais diagramas é um número suficiente de amostras, afim de que uma apresentação de várias amostras num diagrama apresente tendências e áreas de concentrações representativas e não aleatórias.

Além disso, um outro pré-requisito para a construção de tais diagramas é de que os elementos empregados neles devem mostrar um alto grau de imobilidade, ou melhor eles devem manter uma certa constância na rocha durante um ou mais processos metamórficos. HEIER (1962), por exemplo, já havia observado neste contexto a inaptidão do Cu no caso de metamorfismo de grau mais elevado e LINCOLN (1981) mostrou uma redistribuição de Cu mesmo durante o baixo grau metamórfico.

A eficácia e o valor dos diagramas de correlação especialmente no caso do estudo de anfíbolitos, foram proclamados mais recentemente em vários trabalhos (vide resumo em ROESER et. al. 1985).

Em seguida são apresentados dois diagramas de cada grupo acima mencionado e são discutidos vários aspectos positivos assim como desvantagens de tais maneiras de representação.

III.1) A representação das amostras no diagrama c - mg

No caso de uma diferenciação de um magma básico, na primeira fase ocorre uma diminuição de MgO devido a cristalização de minerais como olivina e piroxênios. Essa diminuição é acompanhada de um aumento simultâneo de elementos como Ca, K e Na, o que somente termina no momento quando se inicia a cristalização de minerais portadores de Ca, Na e K (principalmente os feldspatos). Isso significa, para os respectivos valores de NIGGLI e suas correlações, que no diagrama em questão ocorrerá primeiramente uma diminuição do valor mg e simultaneamente um aumento do parâmetro c. Os valores de c alcançam o seu ponto mais alto no estágio intermediário da diferenciação. Depois c e mg diminuem igualmente. Isso resultam relações de c/mg como elas são representadas pela curva traçada na figura 1. No caso de uma série contínua de misturas entre carbonatos e pelitos (margas) as relações de c/mg apresentam-se na forma de linhas que cortam a curva da diferenciação magmática quase perpendicularmente. Devido às áreas sobrepostas no diagrama, uma classificação parece ser difícil. Mas, em casos de várias amostras, ele permite interpretar se existem tendências ortogenéticas ou paragenéticas dentro de uma série de rochas. Convém observar que o diagrama não fornece características inequívocas para amostras singulares. No nosso caso verifica-se que uma grande parte das amostras pesquisadas segue muito bem a linha dos doleritos diferenciados de Karoo. Assim este fator pode ser interpretado como sendo um primeiro indício para ortoanfíbolitos. As amostras que apresentam uma disseminação maior no diagrama são os paranfíbolitos.

III.2) A representação no diagrama fm - mg

Nesse diagrama, que considera os elementos Fe, Mn e Mg, foi indicado por EVANS & LEAKE (1960), no estudo de anfíbolitos da Irlanda, um campo para os ortoanfíbolitos. Em vários trabalhos posteriores (SCHUBERT, 1966, WEBER - DIEFENBACH, 1970 e.v.o.) foi demonstrada a utilidade deste diagrama, que forneceu em vários casos resultados bastante satisfatórios

Na representação das nossas amostras no citado diagrama (vide figura 2) verifica-se que, com exceção de 3 amostras, todos os anfíbolitos caem no campo orto. Também as amostras petrograficamente reconhecidas como sendo paranfíbolitos encontram-se nessa área. Uma posição

separada ocupam Am 20, Am 28 e Am 35a. Nos primeiros casos os teores elevados de Fe puxam as amostras para cima no diagrama. No último caso refletem-se as altas concentrações de MgO desta amostra.

Pode-se então concluir que, para as nossas amostras, o diagrama indica algumas tendências, mas não fornece resultados inequívocos. Em alguns casos, o diagrama leva até mesmo a conclusões erradas. Isso talvez se deve ao fato dos parafibrolitos por nos investigados apresentarem parcial participação de material ígneo na formação dos seus edutos (ROESER 1977). Além disso deve ser lembrado que sedimentos arqueanos ainda não são tão bem diferenciados como rochas sedimentares mais recentes. Isso pode causar semelhanças grandes entre orto- e parafibrolitos arqueanos, considerando especialmente os elementos Fe, Mn e Mg.

III.3) A interpretação com base dos diagramas TiO_2 / mg e Cr / mg

Mudanças regulares dos elementos Cr, Ni e Ti em função do valor de NIGGLI mg constituem um meio de distinção muito importante para a classificação de anfibrolitos.

No caso de uma diferenciação de um magma básico a diminuição de mg é acompanhada por um aumento de Ti dentro de um certo intervalo, do que resulta uma correlação negativa entre esses dois parâmetros. No entanto, fato semelhante ocorre também para uma série de pelitos carbonáticos.

Com o aumento do valor de mg, que reflete o aumento do componente carbonático (dolomítico) na rocha, o valor de TiO_2 diminui, porque rochas dolomíticas são relativamente pobres em titânio.

Assim a relação Ti/mg a primeira vista não parece ser muito útil para uma distinção entre anfibrolitos:

Apesar dessas semelhanças, existem diferenças entre as duas tendências, que se mostram no diagrama por uma inclinação menor da reta dos parafibrolitos.

De uma nitidez maior são as relações Cr - mg e Ni - mg. Do fato de que durante uma diferenciação magmática os valores de Cr e Ni diminuem linearmente com o valor de mg, resultam, para os casos de ortoanfibrolitos, correlações positivas entre Ni ou Cr e mg. Esses valores comportam-se de modo contrário no caso de uma diferenciação sedimentar, porque o aumento do componente carbonático (dolomítico) implica numa diminuição dos valores de Cr e Ni, os quais são mais abundantes nos materiais pelíticos (argilíticos). Isso significa que, no caso de parafibrolitos, resultam correlações negativas entre Ni ou Cr e mg e, além disso ocasionalmente podem também ocorrer disseminações maiores dos pontos representativos de parafibrolitos no diagrama.

A representação das nossas amostras no diagrama TiO_2 - mg apresenta para os ortoanfibrolitos (pontos representativos sem números) uma correlação negativa inequívoca, mesmo sendo a curva um pouco menos incluída do que aquela para os doleritos de Karroo (vide figura 3). Por outro lado, para os parafibrolitos resultaria uma curva quase subparalela ao eixo mg. Além disso os parafibrolitos (pontos representativos com números) mostram uma distribuição irregular mais ampla no diagrama. Assim o diagrama permite certas conclusões, apesar de ser desejável um número maior de amostras.

Melhores informações fornece o diagrama de Cr - mg (vide figura 4), no qual se verifica realmente uma correlação positiva para a maioria dos anfibrolitos. Por outro lado encontram-se os parafibrolitos distribuídos numa escala bem mais ampla dentro do diagrama ou, em outras palavras, eles apresentam uma disseminação maior, bem mais nítida do que no diagrama TiO_2 - mg.

III.4) O Diagrama TiO_2 - Cr.

Como já foi explicado no capítulo III.3. existem correlações

regulares entre TiO_2 , Ni ou Cr e o valor de mg. Dessas relações resultam certas correlações regulares entre os próprios elementos Ni, Cr e TiO_2 . Assim uma correlação negativa entre Cr ou Ni e TiO_2 é típica para uma seqüência de basitos diferenciados. Ao contrário disso, uma série carbonática-pelítica apresenta relações positivas entre esses elementos. Essas relações foram utilizadas por vários autores para uma caracterização de anfibolitos. LEAKE (1964) verificou num diagrama Cr - TiO_2 para ortoanfibolitos as mesmas tendências como para os doleritos de Kärroo. LANGE (1965) indicou neste contexto para os ortoanfibolitos de Erzgebirge um campo, relativamente pequeno, bem limitado. VOULTSIDIS (1973) confirmou este campo para vários dos seus ortoanfibolitos da floresta Baviera, na Alemanha. Também no caso de paranfibolitos o diagrama permite conclusões, como já mostrou SCHWEDER (1968), que verificou uma distribuição irregular e ampla para tais rochas no diagrama.

No nosso caso, o diagrama apresenta-se realmente como uma boa ferramenta (vide figura 5). Todos os paranfibolitos caem fora da área orto indicada por LEAKE (1964). Mas, por outro lado, nem todos os ortoanfibolitos encontram-se dentro do campo orto. Mesmo assim fica evidente a correlação negativa entre Cr e Ti dos ortoanfibolitos. Portanto, os elementos Ti e Cr mostram-se como elementos discriminadores muito úteis para ortoanfibolitos.

III.5) A representação dos anfibolitos no diagrama segundo MOINE (1969)

Um outra possibilidade de caracterizar anfibolitos oferece o diagrama segundo MOINE (1969), que se baseia no estudo do quimismo principal. LEAKE (1964) já havia verificado que os elementos Al, K e Na têm concentrações diferentes em sedimentos e em vulcanitos sendo, portanto, bem adequados para uma distinção entre orto- e paranfibolitos. Considerando este fato, MOINE & DE LA ROCHE (1968) criaram um diagrama que inclui, além dos três elementos citados, ainda Ti e Fe. Neste diagrama encontram-se áreas específicas para certas rochas sedimentares e magmáticas. Baseando-se nesta representação, MOINE (1969) reapresentou o diagrama ligeiramente mudado para o estudo de anfibolitos. Encontram-se nesse diagrama duas áreas onde devem situar-se os anfibolitos (vide figura 6). Um campo interior, que deve abranger 80% de todos os ortoanfibolitos, e uma área um pouco mais alargada (traçada na figura 6), onde deve posicionar-se o restante.

No caso da projeção das amostras investigadas nesse diagrama todos os ortoanfibolitos, com uma única exceção (rocha am 35A), caem no campo orto indicado por MOINE. As amostras, que petrograficamente e com outros métodos já foram reconhecidas como paranfibolitos, situam-se (com duas exceções) fora deste campo. A rocha Am 35A e um ortoanfibolito de composição especial. Como mostra a análise dessas rochas (Ni: 408 ppm, Cr: 1818 ppm, MgO: 14,70%, Fe_2O_3 : 7,66%, Al_2O_3 : 8,36), na sua formação houve participação de material ultrabásico, que ocasionou o posicionamento dessa amostra fora do campo orto.

Assim o diagrama de MOINE (1969) mostra-se como uma ferramenta muito útil e como um dos diagramas mais indicados para os estudos do problema orto e para em anfibolitos.

III.6) O diagrama Ni - Cr

O comportamento dos elementos Ni e Cr durante uma diferenciação magmáticas e as suas concentrações nos diferentes tipos de rochas ígneas, tornam esses dois elementos como muito úteis para uma classificação de anfibolitos. O uso dos citados elementos num diagrama de correlação foi discutido muito intensivamente por JANDA et. al. (1965), que criaram os respectivos campos para orto- e paranfibolitos neste diagrama.

Além disso, os autores mostraram com base em anfibolitos dos Alpes Orientais, que ortoanfibolitos caracterizam-se por uma correlação positiva entre Ni e Cr, causada pela diminuição paralela dos dois ele-

mentos durante os citados processos da diferenciação magmática.

Paranfibrolitos, ao contrário, deveriam apresentar-se com correlações negativas, mas VOLUTSIDIS (1973) e outros autores também apresentaram exemplos onde isso não é o caso. No entanto não se conhecem paranfibrolitos com correlações positivas, de maneira que este critério classifica inequivocamente ortoanfibrolitos no diagrama.

Na plotação das nossas amostras investigadas neste diagrama (vide figura 7) verifica-se que a grande maioria delas encontra-se no campo orto indicado por JANDA et al. (1965). Rochas petrograficamente já classificadas como sendo paranfibrolitos caem fora dessa área, com a exceção das amostras Am 1,1 e Am 1,1/I. Nestes casos (trata-se de grauvacas arqueanas) uma participação de material ígneo na formação dessas rochas (ROESER, 1977) impossibilita uma interpretação com base dos elementos Ni e Cr.

Por outro lado alguns ortoanfibrolitos caem no campo para, fato que já foi observado por VOLUTSIDIS (1973) durante seus estudos e que se explica por concentrações menores de Cr e Ni em rochas diferenciadas tardias.

III.7) O diagrama Cr - V

O diagrama Cr - V para a investigação de anfibrolitos foi proposto por SCHWEDER (1968) durante estudos no Kyffhaeuser Cristalino na Europa Central. Mas do fato das concentrações de V não seguirem uma linha regular durante a diferenciação magmática, não existem concentrações típicas para diferentes rochas básicas, o que não permite correlações com tendências inequívocas para esse par de elementos. Mais ainda, as áreas orto e para propostas pelo autor sobrepõem-se numa boa parte e dificultam assim a interpretação. No nosso caso verifica-se essa dificuldade (vide figura 8). Por um lado encontram-se vários anfibrolitos que são ortoanfibrolitos fora do campo orto e por outro lado muitos paranfibrolitos situam-se no campo orto. Desta maneira pode-se concluir que, para os nossos estudos, esse e um dos diagramas menos indicados.

IV) CONCLUSÕES

Como se verifica com base nas discussões no capítulo III., diagramas de correlação podem ser de grande valor e representar um forte apoio para o estudo do problema da origem de anfibrolitos.

A discussão mostrou também que vários diagramas apresentados e discutidos isoladamente não fornecem classificações e interpretações inequívocas. Várias vezes são indicadas somente certas tendências e em alguns casos essas representações levam até a conclusões erradas. Conclui-se de, maneira geral, que vários desses diagramas somente apresentam primeiros indícios que devem ser investigados mais detalhadamente. Verificou-se que os elementos mais adequados para a distinção são Cr e Ni correlacionados com o TiO_2 . Diagramas de valores de NIGGLI são apenas recomendados condicionalmente. Os únicos que deram resultados aceitáveis no nosso caso foram os diagramas nos quais o valor de NIGGLI mg e correlacionado com Ni, TiO_2 ou Cr. No caso de elementos maiores, os diagramas que correlacionam um número maior de elementos, (por exemplo o diagrama segundo MOINE (1969)), forneceram os melhores resultados.

É sempre recomendado aliar o quimismo da rocha a sua petrografia, pois verificou-se muito bem durante os nosso estudos que, especialmente no caso de rochas arqueanas, nas quais os processos da diferenciação sedimentar ainda não são tanto avançados como em rochas mais recentes, há semelhanças grandes na composição química (especialmente dos elementos traços) entre orto- e paranfibrolitos. Assim, por exemplo, caso a caracterização das nossas amostras tivesse sido feita somente com base em alguns elementos traços, os anfibólio-quartzo-xistos (originalmente grauvacas arqueanas) teriam sido interpretados como ortoanfibrolitos.

uma discussão mais detalhada sobre o papel dos elementos de terras raras neste tipo de investigações encontra-se nos trabalhos de SCHUBERT (1977, 1980) e ROESER et. al. (1985).

AGRADECIMENTOS

Agradecemos a Universidade Federal de Ouro Preto e a fundação alemã "STIFTUNG VOLKSWAGENWERK" pelo apoio que recebemos para a realização deste trabalho.

A nossa colega Dra. Hanna Jordt Evangelista nossos agradecimentos pela revisão crítica do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EVANS, B.W., LEAKE, B.E., - 1960 - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. Journ. Petrol. 1, 336-363.
- GOLDSCHMIDT, V.M. - 1932 - Geochemische Leitelemente. Naturwissenschaften 20, 947-948
- HEIER, K.S. - 1962 - The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. Norsk Geol. Tidsskrift 42, 157-165.
- JANDA, I., SCHROLL, E., SEDLAZEK, M. - 1965 - Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. Tscherms Min. Petr. Mitt. 10, 553-571.
- KHAFFAGY, M. - 1971 - Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinsserie des Kamptales, Niederoesterreich. Jb. Geol. B.A., Sonderband 17, 171 paginas.
- LANGE, H. - 1965 - Zur Genese der Metabasite im Saechsischen Erzgebirge. Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie eklogitischer und amphibolitischer Gesteine. Freiburger Forschungshefte, C 117, Mineralogie - Lagerstaettenlehre, 136 paginas.
- LEAKE, B.E. - 1964 - The Geochemical Distinction between Ortho- and Para-amphibolites. Journ. Petrol. 5, 238-254.
- LEUTWEIN, F. - 1939 - Ueber das Vorkommen einiger seltener Elemente in metamorphen Gesteinen des Suedschwarzwaldes. Vorlaeufige Mitteilung. Centralblatt Min. Abt. A., Geol. Pal., 123-128.
- LINCOLN, T.N. - 1981 - The Redistribution of Copper during Low Grade Metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver, British Columbia. Econ. Geol. Vol 76, 2147-2161.
- MOINE, B. - 1969 - Orthoamphibolites et formations metasedimentaires calco-magnesiennes de la region d'Ambatofinandrahana (Madagascar). Contribution au Probleme de L'origine des amphibolites. Sciences de la Terre, t. XIV, n° 2, 107-138.
- MOINE, B., DE LA ROCHE, H. - 1968 - Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, Serie D, 2084-2087.
- MUELLER, G., ROESER, H. - 1983 - Normative Charakterisierung praekambrischer Amphibolite aus des suedoestlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks in Brasilien. Zbl. Geol. Palaeont., Teil I, H3/4, 459-471.
- ROESER, H. - 1977 - Petrographische Untersuchungen der metamorphen Gesteinsserien im suedoestlichen Grenzbereich des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. Dissert., Technische Univer. Clausthal, 341 paginas.
- ROESER, H. - 1982 - A origem dos anfibolitos da borda oriental do Quadrilátero, Minas Gerais, Brasil. Parte I: Petrologia. REMM, Vol. XXXV, n° 3, 12-23.
- ROESER, H., MUELLER, G., - 1976 - Zur Variabilitaet und zum Alter praekambrischer Amphibolite des suedoestlichen Rahmens des Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Zentralbrasilien. Fortschritte Mineralogie,

- ROESER, H., MUELLER, G. - 1977 - Variation and different ages of precambrian amphibolites, Mariana district, Minas Gerais, Brazil. N.Jb. Miner. Abh., 130, 39-48.
- ROESER, H., MUELLER, G., SCHUBERT, K. - 1985 - A origem dos anfibolitos da borda oriental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Parte II: Geoquímica. REMM, in press.
- ROESLER, H.J., LANGE, H. - 1976 - Geochemische Tabellen, 2. Auflage, VEB Deutscher Verlag fuer Grundstoffindustrie, Leipzig, RDA, 674 paginas.
- SCHUBERT, W. - 1966 - Die Amphibolite des prävaristischen Schieferrahmens im Bergstraesser Odenwald. Inaugural -Dissert., Julius - Ma. Univ. Wuerzburg, 131 paginas.
- SCHUBERT, K. - 1977 - Edukte von Amphiboliten der Zentralalpen und Zentralbrasilien, anhand der relativen und absoluten REE Verteilungen Beschreibung der instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse. Tese de diploma, Universidade de Goettingen, 91 paginas.
- SCHUBERT, K. - 1980 - Zentralbrasilianische Amphibolite, Ihre Lanthanide-nelement - Fraktionierung und die daraus herzuleitenden Edukte. N. Jb. Min. Abh. 138, 3, 229-243.
- SCHWEDER, P. - 1968 - Geochemische Untersuchungen im Kyffhaeuser Kristallin. Chemie der Erde 27, 100-120.
- VOULTSIDIS, V. - 1973 - Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayrischen Waldes. Ein Beitrag zur Klaerung ihrer Genese. Inaugural Diss. Ludwig - Max. Universitaet Muenchen, 96 paginas.
- WALKER, K.R. JOPLIN, G.A., LOVERING, J.F. GREEN, R. - 1960 - Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of North-West Queensland. Journ. Geol. Soc. Australia 6, 150-177.
- WEBER - DIEFENBACH, K. - 1970 - Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des noerdlichen Odenwaldes. Inaugural Diss. Ludwig - Max. univer. Muenchen, 97 paginas.
- WEDEPOHL, K.R. - 1963 - Die Untersuchung petrologischer Probleme mit geochemischen Methoden. Fortschritte Mineralogie 41, 99-121.

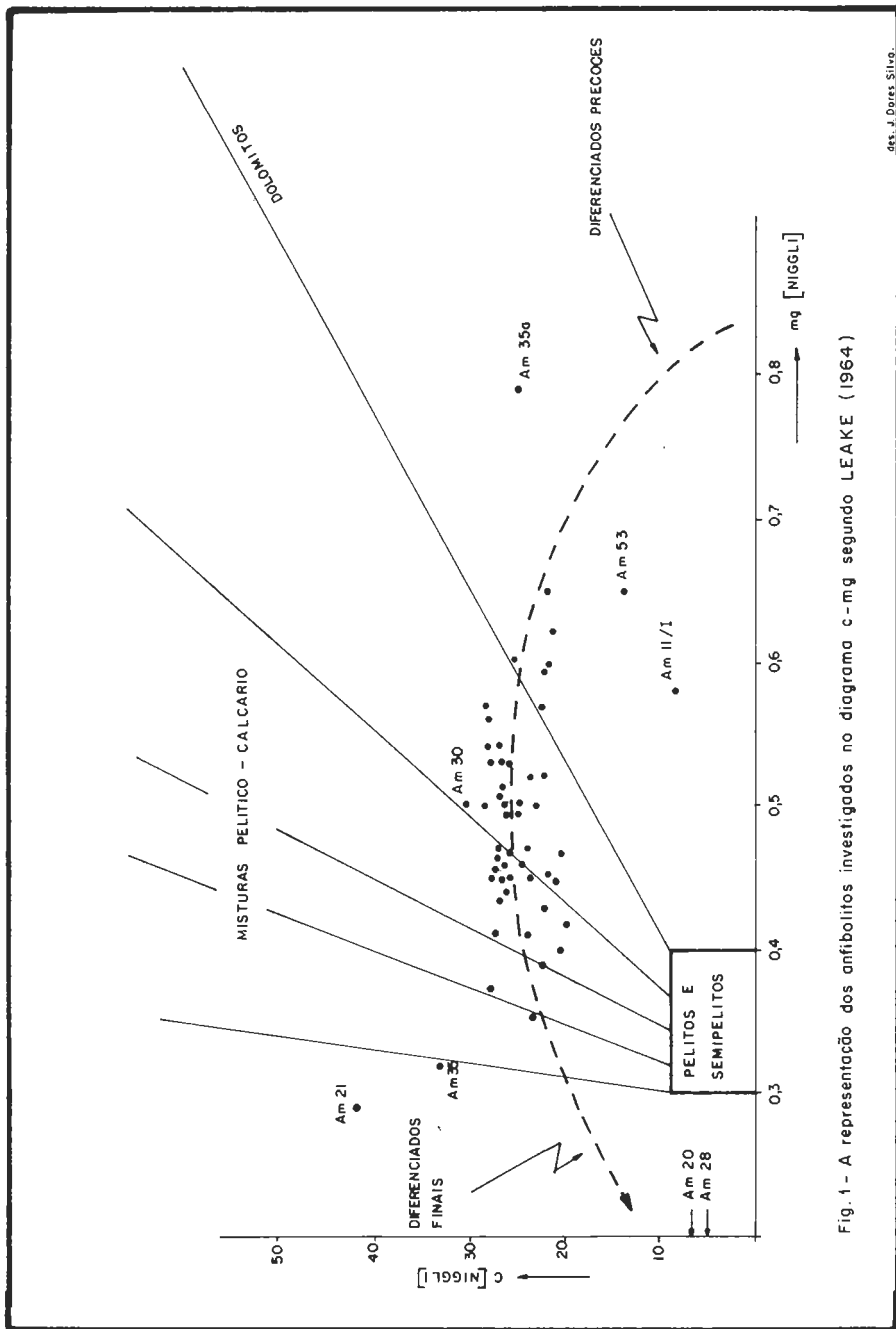


Fig. 1 - A representação dos anfíbolitos investigados no diagrama c-mg segundo LEAKE (1964)

des. J. Soares Sillig.

Fig. 2 - O Diagrama fm -mg com o campo dos ortoanfíbolitos segundo EVANS e LEAKE (1960)

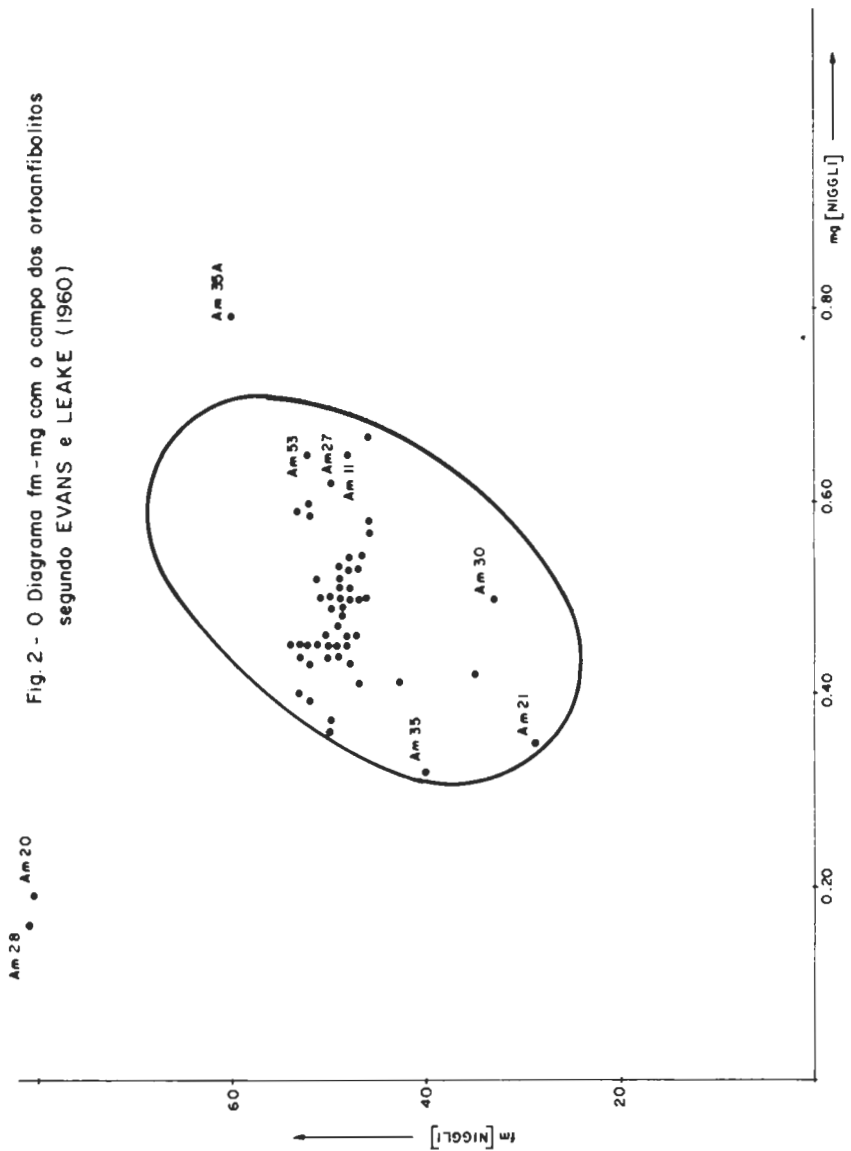
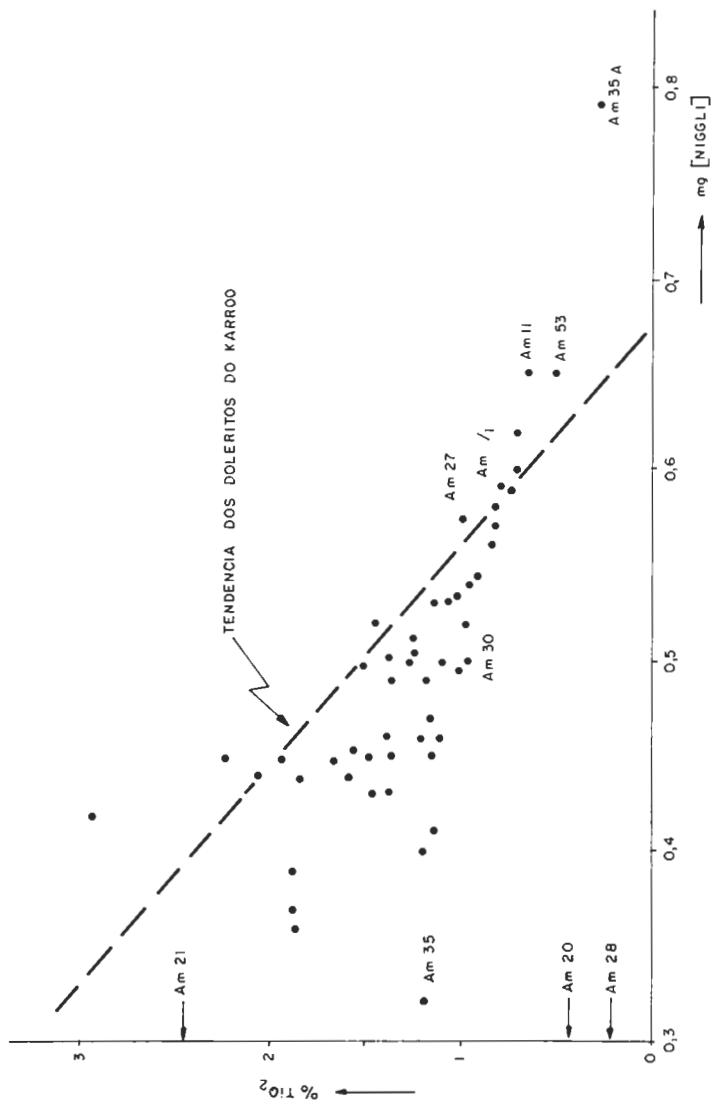


Fig.3 - O diagrama TiO_2 - mg conforme VOULTSIDIS (1973)



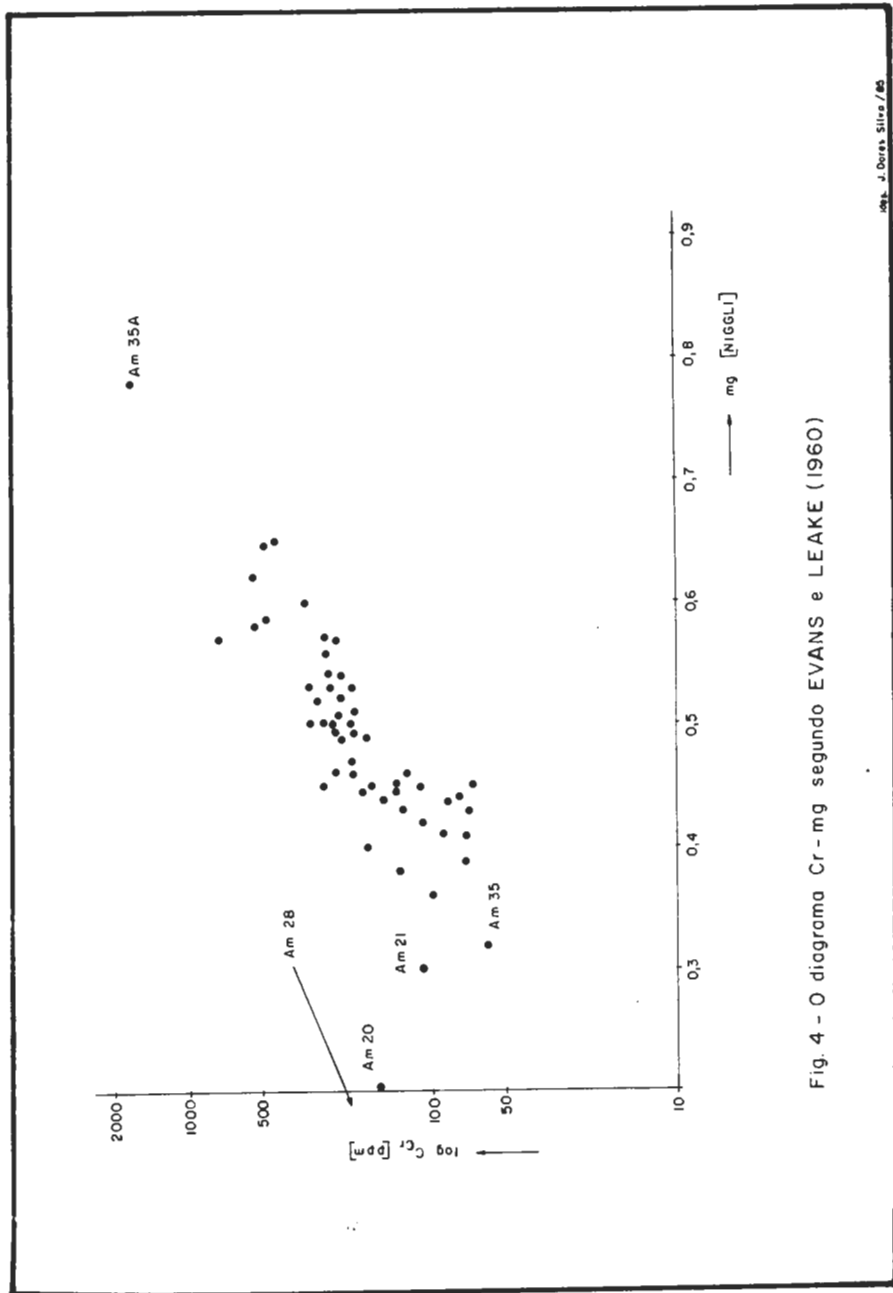


Fig. 4 - O diagrama Cr - mg segundo EVANS e LEAKE (1960)

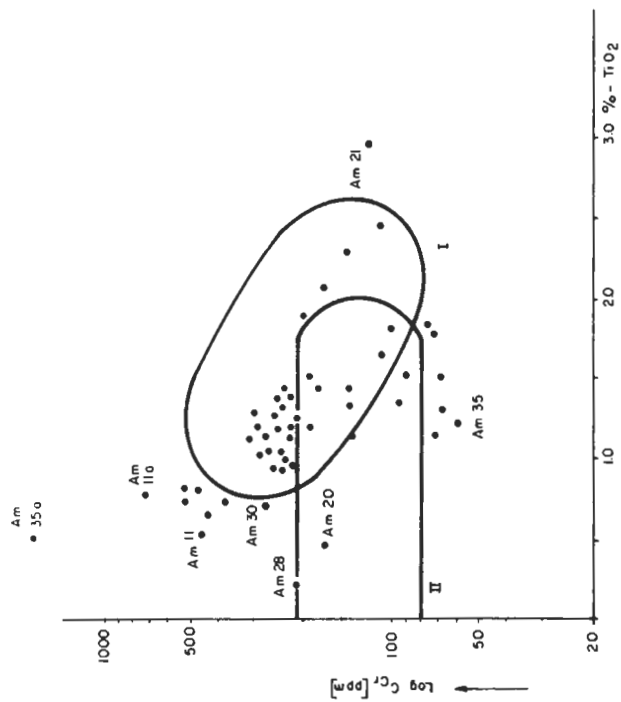


Fig. 5 - O diagrama Cr - TiO₂ com os campos para orto- e parantfibolitos segundo LEAKE (1964) e LANGE (1965). I = ortoanfíbolitos, II = parantfibolitos.

em J. Deres. Silve.

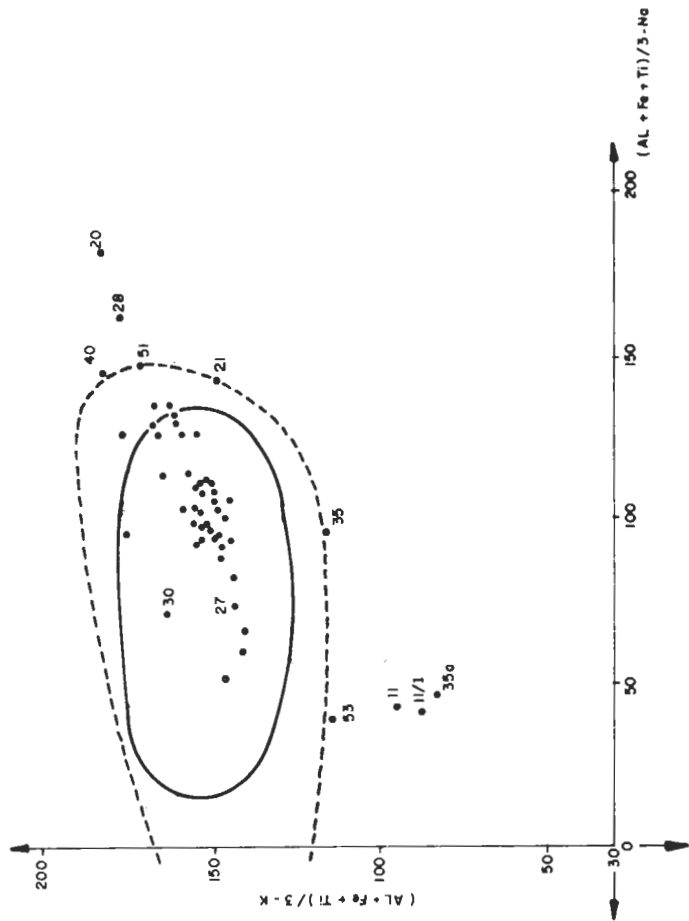


Fig. 6 - O diagrama segundo MOINE (1969)

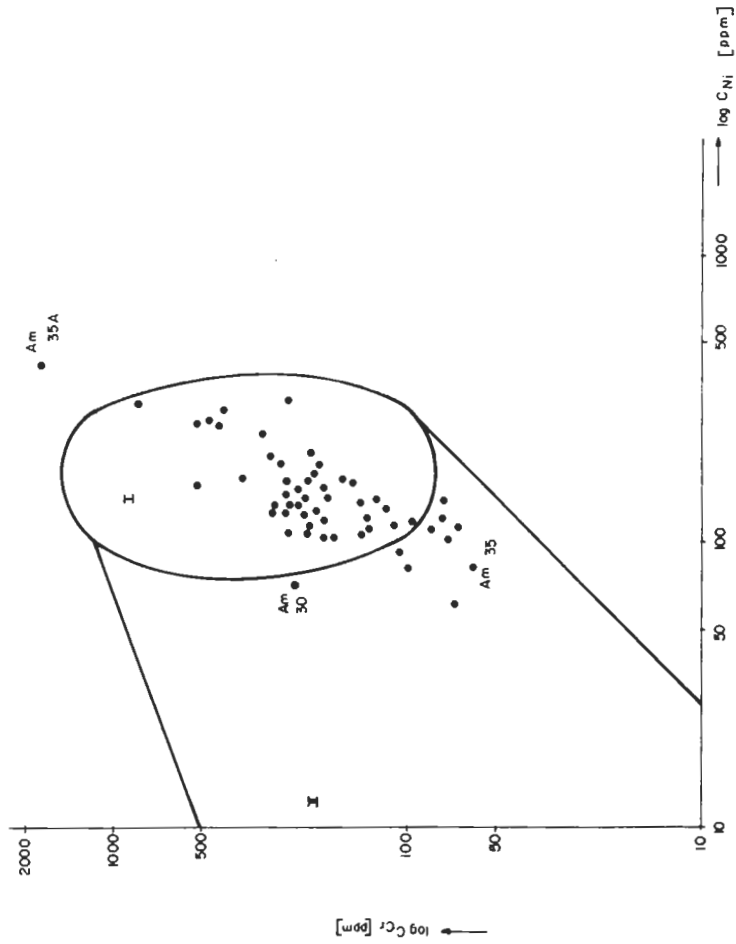


Fig. 7 - O diagrama Cr - Ni segundo JANDA et al. (1965). I = campo dos ortoantifibolitos, II = campo dos parantifibolitos.

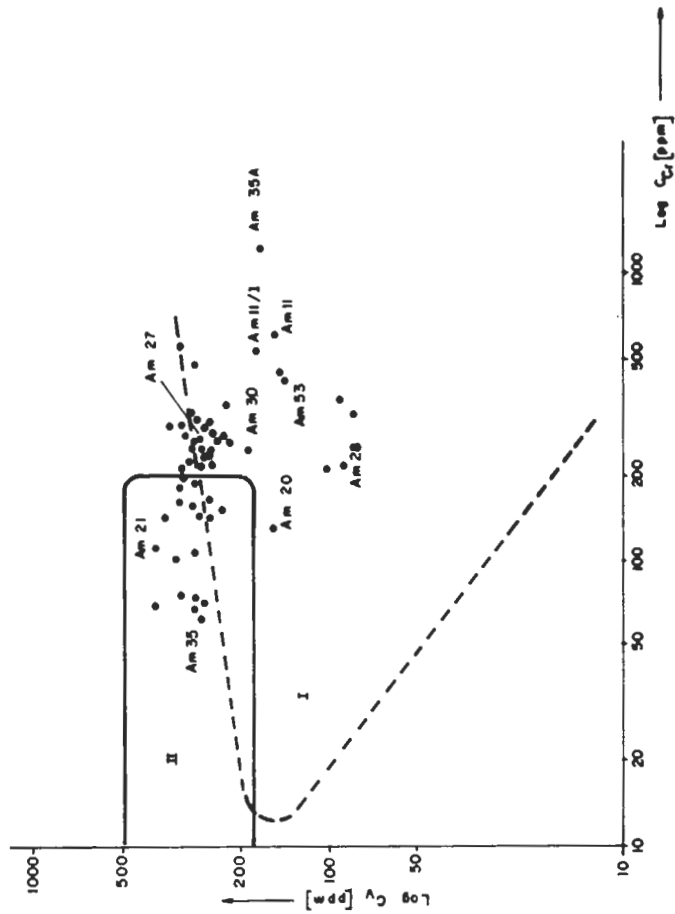


Fig. 8 - O diagrama Cr-V segundo SCHWEDER (1960) I= campo dos ortoanfíbolitos
II= campo dos paranfíbolitos

O METAMORFISMO DA ÁREA DE ITUTINGA -MADRE DE DEUS DE MINAS -MG

Monica Heilbron

DEGEO - UERJ

ABSTRACT

Two generations of metamorphic parageneses has been recognized in the metasedimentary sequence in the Itutinga - Madre de Deus de Minas, southern of Minas Gerais State. The principal metamorphism, which produced parageneses characteristic of intermediate pressure, increases from medium greenschist to amphibolite facies. The metamorphic peak occurred during the D₂-Deformational phase, and consequently the isograds pattern have been affected by faulting and folding originated during the third phase. The second metamorphic phase characterized by superimposed retrograde parageneses, late- to post-tectonic is marked by the growing of chloritoid, with mica and clorite.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho é uma compilação de parte da tese de mestrado "Evolução metamórfico-Estrutural da Área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG" defendida em dezembro de 1984 na UFRJ, e tem por objetivo apresentar o levantamento detalhado do metamorfismo nas seqüências metassedimentares precambrianas que afloram na área considerada, bem como seus efeitos no embasamento.

Resumidamente, foram individualizadas duas seqüências litológicas contrastantes: a) A seqüência inferior, constituída por ortogneisses com composição granodiorítica a tonalítica, localmente migmatíticos, associados a faixas de xistos ultramáficos, rochas metabásicas, gnditos e metassedimentos correlacionáveis ao Grupo Barbaçena de Pires (1977). Na porção SE da área (Fig. 1) são descritos ainda, gnaisses bandeados, migmatíticos. b) A seqüência metassedimentar superior, jaz em discordância angular sobre o conjunto inferior e pode ser subdividida em dois grupos, com características de facies sedimentar e posicionamento tectônico distinto. O Grupo São João del Rei (Ebert, 1956, Trouw, 1983, Heilbron, 1983) compreende uma unidade basal com filitos e/ou xistos cinzentos, mais ou menos grafitosos com bancos de quartzitos, que passam gradacionalmente a biotita, clorita, filitos e biotita xistos. Lentes calcissilicáticas e um nível de metaconglomerado polimítico ocorrem no biotita xisto nas proximidades de Madre de Deus de Minas. O Grupo Carancas (Trouw et alii, 1980, Trouw, 1983) compreende um pacote maturado de quartzitos que jaz em contato tectônico sobre os metassedimentos autóctones do Grupo São João del Rei. Pode ser subdividido, na área, em três unidades: um quartzito com muscovita esverdeada e óxidos de ferro na base (Formação São Tomé das Letras), uma intercalação entre quartzitos e filitos/xistos cinzentos (Formação Campestre) e um biotita gnaise/xisto no topo.

Evidências de três fases de geração de estruturas foram detectadas (Heilbron, 1984), em acordo com os trabalhos de detalhe nas áreas de Itumirim (Ribeiro, 1983) e Minduri (Paciullo, 1983), e com a

proposta regional de Trouw et alii (1980, 1983) e Trow (1983), para a porção SE do Estado de Minas Gerais.

2. METAMORFISMO

Evidências de duas gerações de paragêneses metamórficas foram observadas nas unidades metassedimentares superiores. A primeira delas representa o metamorfismo principal das unidades metassedimentares, com características básicas de pressão intermediária. Este metamorfismo progride na área estudada desde a facies xisto verde até a facies anfíbolito, produzindo paragêneses retrógradas nos gnaisses do embasamento. Foi observada ainda uma segunda geração de paragêneses metamórficas, na facies xisto verde, com um caráter tardio em relação às fases de deformação que atuaram na área mapeada.

2.1 METAMORFISMO PRINCIPAL

Na área mapeada o metamorfismo progride, de uma maneira geral, de norte para sul, variando desde a facies xisto verde médio até a facies anfíbolito médio.

Os xistos e/ou filitos grafitosos da Formação Campestre e do Grupo São João del Rei são as litologias mais apropriadas, em termos composicionais, para indicar as variações do metamorfismo no campo. Paragêneses diagnósticas com cloritóide, granada almandina, cianita e es-tauroilita são encontradas nestas unidades. O biotita xisto que pode conter granada, o estudo, aproximado da composição dos plagioclásios nos gnaisses do embasamento e o aumento no tamanho do grão dos quartzitos fornecem também indicações acerca do grau metamórfico, porém menos precisas.

Na facies xisto verde médio, observada em toda a porção N-NE da área mapeada (Fig. 2) foram descritas as seguintes paragêneses:

a) nos xistos e/ou filitos grafitosos; (Grupo Carrancas e Grupo São João del Rei):

- mica branca + quartzo + grafita + cloritóide ± clorita ± opacos ± turmalina
- mica branca + quartzo + grafita + clorita ± opacos ± turmalina
- mica branca + quartzo + grafita ± opacos ± turmalina

A paragênese com cloritóide foi observada principalmente na Formação Campestre.

b) no biotita xisto xilito: (do Grupo São João del Rei):

- mica branca + biotita ± clorita ± quartzo ± plagioclásio ± albítico ± opacos ± almandina ± carbono

c) nos quartzitos de Itutinga:

- mica branca + quartzo + opacos + turmalina ± cianita

d) nos gnaisses do embasamento:

- plagioclásio albítico + quartzo + microclina + biotita + epidoto + zoisita/clinozoisita ± allanita ± apatita ± zircão ± titanita ± clorita

A transição entre a facies xisto verde médio e superior (Fig. 3) é marcada pela isógrada da granada almandina (Fig. 2) que parece ocorrer primeiro, nos xistos grafitosos e, logo depois, no biotita xisto. Nas variedades de filitos muito grafitosos não se observou o crescimento nem de almandina, nem de outro mineral diagnóstico. Este fato talvez possa ser explicado pela não reatividade química da grafita com outros minerais, que funcionaria como um material inibidor para o encontro de íons e, conseqüentemente, para o crescimento, no estado sólido, de outros minerais metamórficos.

As paragêneses típicas para a facies xisto verde superior são:

- a) mica branca + quartzo + grafita + cloritóide + granada opacos ± turmalina, na Formação Campestre.
- b) mica branca + quartzo + grafita + clorita + granada ± opacos ± turmalina, nos xistos grafitosos do Grupo São João del Rei.
- c) mica branca + quartzo + biotita + granada ± clorita ± opacos ± turmalina, no biotita xisto.

O crescimento da granada almandina parece ter se originado, ora a partir de reações químicas envolvendo clorita, biotita e quartzo no biotita xisto; e ora a partir de reações entre clorita, cloritóide e quartzo e/ou clorita, muscovita e quartzo nos filitos grafitosos. Estas "sugestões", de reações químicas são baseadas nos dados experimentais apresentados por Winkler (1977), Miyashiro (1975), Turner (1968) e Saxena (1977).

A transição entre a facies xisto verde e a facies anfibolito é muito bem documentada, na Serra do Pombeiro (Fig. 2), por uma faixa com cerca de 1 km de largura, aonde coexistem o cloritóide primário e a estauroлита. Novamente, os xistos grafitosos da Formação Campestre documentam melhor esta passagem. Nos xistos grafitosos basais do Grupo São João del Rei esta transição é mais abrupta, começando simplesmente a crescer estauroлита em rochas que não possuíam anteriormente cloritóide na facies xisto verde. A paragénesis típica para esta faixa de transição na Serra do Pombeiro (Fig. 1) é: mica branca + quartzo + grafita + cloritóide + granada + estauroлита ± opacos ± turmalina. Outras paragéneses observadas nesta zona podem ser visualizadas nos diagramas triangulares da figura 3. No biotita xisto nenhuma modificação diagnóstica foi observada.

O passo seguinte no aumento do metamorfismo é o desaparecimento do cloritóide da paragénesis anterior, mais a oeste na Serra do Pombeiro. Xistos grafitosos com granada e estauroлита são as litologias típicas para a facies anfibolito, que persiste em toda porção S-SE da área mapeada, desde a Serra de Carrancas até a cidade de Madre de Deus (ver Fig. 2).

Uma série de reações metamórficas parecem marcar: o aparecimento simultâneo de estauroлита e localmente de cianita, o aumento na quantidade de granada, e o desaparecimento posterior de cloritóide, nos xistos grafitosos. Ganguly (1969), estudando a estabilidade de cloritóide, ressaltou que sua transformação para estauroлита era obtida através de um conjunto de reações metamórficas, que são controladas pela composição química e pela mobilidade do oxigênio. O mesmo autor concluiu que estas reações ocorrem num intervalo pequeno de temperatura e que, muitas vezes, a estauroлита não é formada diretamente a partir do cloritóide. Winkler (1977) definiu a transição entre as facies xisto verde e anfibolito em rochas pelíticas portadoras de cloritóide e/ou estauroлита, como dada pelo grau de isorreação estauroлита estável/cloritóide instável. Esta discussão se encaixa na área considerada, aonde uma variedade de paragéneses metamórficas com cloritóide e/ou granada almandina e/ou estauroлита e/ou cianita coexistem na faixa de transição entre a facies xisto verde e anfibolito (ver Fig. 3).

Winkler (1977) sugere as seguintes reações para o aparecimento de estauroлита em xistos pelíticos:

- a) clorita + muscovita \rightleftharpoons estauroлита + biotita + quartzo + H₂O
- b) clorita + muscovita + almandina \rightleftharpoons estauroлита + biotita + quartzo + H₂O (deduzida por Carmichael, 1970), in Winkler (1977).
- c) cloritóide + O₂ \rightleftharpoons estauroлита + magnetita + quartzo + H₂ (reações b e c são extraídas de Hoshec (1969))
- d) clorita + quartzo \rightleftharpoons estauroлита + clorita mais rica em Mg + H₂O
- e) cloritóide + andaluzita/cianita \rightleftharpoons estauroлита + quartzo + H₂O (Ganguly, 1969)
- f) cloritóide + quartzo \rightleftharpoons estauroлита + almandina + H₂O

Saxena (1977, pág. 210) apresenta também uma série de reações químicas que marcam o desaparecimento de cloritóide e a criação de estaurolita na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, entre elas:

g) estaurolita + quartzo \rightleftharpoons almandina + Al_2SiO_5 + H_2O

h) cloritóide + quartzo \rightleftharpoons almandina + cianita + H_2O

Nos xistos grafitosos da Formação Campestre, as observações petrográficas sugerem que para o aparecimento dos primeiros cristais de estaurolita devem ter ocorrido as reações c, f, e subordinadamente, d. Uma vez formados os primeiros cristais de estaurolita, as reações e, g e h podem ter ocorrido para criar cianita, aumentar a quantidade de granada e contribuir para o desaparecimento de cloritóide, marcando assim a passagem para a facies anfibolito.

Nos xistos grafitosos do Grupo São João del Rei, a ausência de cloritóide faz com que clorita, muscovita, almandina e quartzo se tornem os principais reagentes para a formação de estaurolita (reação d) e, posteriormente, para o aparecimento de cianita (reação g).

Apesar de não ocorrer nenhuma mudança mineralógica no biotita xisto nesta transição entre as facies xisto verde e anfibolito, observa-se uma diminuição gradual no teor em clorita a medida em que aumenta o grau metamórfico.

Na porção sudeste da área mapeada, a oeste da cidade de Madre de Deus (Fig. 2) foi observado o único afloramento onde coexistem cianita e sillimanita indicando condições de pressão e temperatura já da facies anfibolito superior (Fig. 3). Este dado se encaixa com o aumento geral do metamorfismo para sul, que atinge a facies anfibolito superior na região ao sul de Madre de Deus e nas proximidades de Andrelândia, aonde as litologias já apresentam sillimanita abundantemente e indícios de anatexis (Ribeiro e Heilbron, 1982, Trouw et alii, 1983).

Nos quartzitos micáceos das Formações São Tomé das Letras e Campestre, nota-se, de uma maneira geral, um aumento no tamanho de grãos, indicando um aumento no grau metamórfico. Comparando-se amostras destas duas formações nas Serras do Pombeiro e Carrancas, pode-se observar um predomínio de quartzitos mais grosseiros na última.

Outro ponto que exige uma discussão maior refere-se ao aparecimento e distribuição da cianita. Nos quartzitos micáceos da Formação São Tomé das Letras e nas unidades do quartzito de Itutinga, a cianita aparece na facies xisto verde médio, antes da granada, persistindo em toda a facies anfibolito (Fig. 2), enquanto que nos xistos grafitosos da Formação Campestre e do Grupo São João del Rei só começa a crescer na facies anfibolito. Esta observação sugere duas isógradas diferentes para a criação de cianita. Uma na facies xisto verde a partir de reações entre mica branca e quartzo e/ou pirofilita provavelmente, e a outra na transição entre a facies xisto verde e a facies anfibolito a partir de várias reações, que compõem o grau de isorreação estaurolita estável. A distribuição da cianita é, entretanto, muito irregular, não permitindo o traçado de isógradas no mapa metamórfico.

A cianita costuma aparecer ainda como grandes agregados radiados associados a veios de quartzo nos xistos grafitosos (só na facies anfibolito).

Com base na observação da distribuição dos minerais metamórficos no campo e em lâmina delgada, foram traçadas três isógradas que podem ser seguidas em toda a área mapeada (ver Fig. 2), são elas: o aparecimento de almandina, o aparecimento de estaurolita e cianita nos xistos grafitosos, e o desaparecimento do cloritóide primário. As duas primeiras puderam ser seguidas no mapa metamórfico desde a Serra do Pombeiro até a região de Madre de Deus. A última isógrada só foi bem documentada na Serra do Pombeiro, aonde uma variedade de xistos grafitosos possuem cloritóide abundantemente. Este fato contrasta com os xistos grafitosos do Grupo São João del Rei, aonde só foram encontrados poucos exemplos de cloritóides primários. Além das isógradas metamórficas documentarem o primeiro aparecimento do mineral metamórfico, elas podem

ser utilizadas como linhas a partir das quais os minerais neoformados aumentam em tamanho e abundância.

A simples observação do padrão das isógradas metamórficas sugere algumas conclusões importantes:

- As isógradas truncam os contatos litológicos (superfície SS) e a superfície de empurrão estabelecida, em parte durante a 1ª fase de deformação D₁, passando, diretamente dos metassedimentos alóctones do Grupo Carrancas para os autóctones do Grupo São João del Rei (Fig. 2).
- As isógradas metamórficas acham-se dobradas e truncadas por estruturas D₂. Pode-se observar um pulo metamórfico relacionado a zona de falha do Pombeiro (D₂) (Fig. 2).
- As isógradas a norte da Serra de Carrancas e na Serra do Pombeiro, que aparecem como linhas no mapa metamórfico (Fig. 2) possuem provavelmente mergulhos íngremes, contrariamente à disposição geral das camadas com mergulhos mais suaves para sul (Fig. 4). Esta suposição pode justificar o fato de serem encontradas rochas cada vez mais metamórficas na parte sul da área, e portanto "aparentemente" por cima de rochas menos metamórficas na parte norte da área, sem que haja algum empurrão pós-metamórfico. Ou seja, a existência de uma isógrada íngreme, provavelmente causada por dobras D₂, pode explicar a distribuição do metamorfismo na área, aonde rochas com grau metamórfico mais baixo do Grupo São João del Rei, estão "por baixo" de rochas mais metamórficas do Grupo Carrancas na serra (Fig. 4).

Quando plotamos as paragéneses observadas nas diversas facies metamórficas, num gráfico P x T (Fig. 5) obtemos uma distribuição que corresponde ao metamorfismo progressivo tipo barroviiano (Winkler, 1977, Turner, 1968) ou de pressão intermediária de Miyashiro (1975).

A Tabela 2 resume as paragéneses diagnósticas observadas nos diversos tipos litológicos.

2.2 METAMORFISMO TARDI-D₂

Foram observadas paragéneses retrógradas superimpostas ao metamorfismo principal, são elas:

- grandes porfiroblastos e agregados de cloritóide foram identificados nos xistos, já dentro da facies anfíbolito. Algumas vezes o cloritóide de secundário substitui cristais de granada almandina que passam a possuir uma coloração esverdeada na amostra de mão.
- crescimento de placas de muscovitas discordantes à estrutura geral observada nas lâminas delgadas.
- aparecimento de porfiroblastos e/ou agregados de pequenos cristais de clorita que sobrecrescem a xistosidade principal observada.

As paragéneses descritas acima indicam que as condições de pressão e temperatura do metamorfismo tardi-D₂, não excederam as condições da facies xisto verde e, por tal razão, são de caráter retrógrado nos xistos que atingiram a facies anfíbolito no metamorfismo principal.

A distribuição irregular destas paragéneses contrasta com a distribuição das paragéneses do metamorfismo principal (ver Fig. 2). Por tal razão não foi possível o traçado de isógradas relativas a este evento metamórfico.

2.3 COMENTÁRIOS SOBRE O METAMORFISMO

A análise da sucessão de facies do metamorfismo principal mostra uma grande coerência com os dados experimentais e de campo apresentados por Winkler (1977), Saxena e Mueller (1977), Miyashiro (1975), Turner (1968) e outros autores. O metamorfismo tem características básicas tipicamente barroviianas (Fig. 5), e a própria ordem de aparecimento dos minerais metamórficos praticamente coincide com a apresentada por estes autores: cloritóide e biotita, almandina, estauroлита, cianita, cloritóide out, sillimanita, anatexia.

Julgamos bastante interessante e didático, o fato de ter sido documentada no campo uma faixa de transição entre os facies xisto verde e anfíbolito. Nesta faixa praticamente ficaram "congeladas" uma série de reações metamórficas que causam esta passagem, originando, em última análise, o aparecimento de estauroлита, cianita, o aumento da percentagem da almandina e o desaparecimento de cloritóide.

Quando comparamos os diagramas AFM para rochas pelíticas apresentados por Winkler (op. cit. pág. 159, 161 e 169) com os diagramas construídos para a área em questão nota-se também uma coerência bastante pronunciada. A diferença principal situa-se no diagrama apresentado por este autor para o grau médio (Fig. 6b), aonde estauroлита e clorita não coexistem, pela ligação entre biotita e estauroлита. Na área estudada verificou-se, basicamente, o contrário (Fig. 6a): rochas portadoras de biotita não possuem estauroлита, e nos xistos e/ou filitos grafitosos do Grupo São João del Rei podem coexistir, em alguns casos, estauroлита e clorita.

Outro ponto de discussão que pode ser levantado aqui, diz respeito a inadequação, em muitos casos, da utilização de diagramas triangulares que representam uma simplificação da realidade petrológica. Ob servando-se os diagramas das figuras 3 e 7, pode-se verificar coexistência de paragéneses com 1, 2, 3 e mesmo 4 ou 5 minerais dentro da facies metamórfica, indicando que outras variáveis além da pressão e temperatura (por exemplo a composição da fase fluída, fugacidade do O₂, etc.) podem e devem ter atuado durante o metamorfismo, causando assim um aumento no número de graus de liberdade deste sistema petrológico.

Tentativamente construiu-se um diagrama A'KF para a zona de transição entre facies xisto verde e anfíbolito (Fig. 7). Apesar de algumas paragéneses ficarem mais claramente apresentadas, outras paragéneses com quatro ou mais minerais não podem ser bem representadas.

A influência da composição química no aparecimento e crescimento dos minerais metamórficos é também muito evidente nesta área, especialmente, nas variedades de xistos grafitosos do Grupo São João del Rei e da Formação Campestre. Nestes tipos litológicos foram encontradas lado a lado: variedades muito grafitosas sem granada ou estauroлита; variedades pouco grafitosas com granadas milimétricas (cerca de 4 mm de diâmetro); variedades pouco grafitosas e mais ricas em quartzo com grandes cristais de granada (cerca de 2 cm de diâmetro), e xistos de coloração azulada com cristais de cerca de 1 cm de granada e estauroлита. Todos estes tipos litológicos foram encontrados na mesma facies metamórfica, e, portanto, a diferença na mineralogia e no tamanho dos grãos metamórficos só pode ser explicada por pequenas diferenças na composição química.

Outro fato que merece uma discussão, trata-se da relação entre o metamorfismo principal e o metamorfismo tardi-D. Trouw et alii (1980) abordaram as seguintes possibilidades: a) representam picos metamórficos diferentes, separados no tempo ou b) o retrometamorfismo simplesmente caracteriza um reajuste das isotermas do metamorfismo principal. Neste caso a deformação D, teria ajudado nas reações que normalmente não aconteceriam por falta d'água.

Como uma abordagem futura, serão realizados estudos de geobarometria das micas brancas fengíticas, visando a caracterização dos regimes bários destas duas etapas de geração de paragéneses metamórficas.

3. MICROTECTÔNICA COM ÊNFASE NA RELAÇÃO METAMORFISMO X DEFORMAÇÃO

Com base no estudo microtectônico das lâminas delgadas foi possível posicionar no tempo o crescimento dos diversos minerais metamórficos, relacionando assim o metamorfismo com as três fases de deformação que atuaram na área. Estudou-se os diversos porfiroblastos, suas inclusões, e suas relações com a xistosidade e com as estruturas externas. Foram feitas as seguintes observações:

a) Nos xistos e filitos dos Grupos Carrancas e São João del Rei a cliva

gem principal observada já é uma clivagem de crenulação apertada (S_2). Em muitos exemplos a clivagem de crenulação S_2 se torna tão apertada, que quase se transforma numa nova clivagem ardosiana. Já nas unidades quartzíticas, a clivagem ardosiana S_1 subparalela ao acamamento sedimentar (SS) ainda representa a principal clivagem da rocha, que se encontra dobrado em dobras D_2 .

- b) As dobras D_2 geralmente apertadas a isoclinais, são caracterizadas por processos de recristalização intensos nas charneiras, originando agregados poligonais de quartzo e arcos poligonais de micas livres de extinção ondulante. Em contrapartida, as dobras D_3 , mais abertas, são caracterizadas por uma forte extinção ondulante de cristais de quartzo e micas nas charneiras. Kink bands em cristais de cianita e muscovita são características para D_3 .
- c) As dobras D_3 deformam os elementos estruturais das facies anteriores (SS, S_1 , S_2 , L pré- D_3). Localmente desenvolve-se uma nova clivagem de crenulação (S_3) provavelmente por dissolução de quartzo nos flancos curtos das dobras assimétricas, e concentração de micas e opacos.
- d) As micas (biotita, clorita e mica branca), os minerais opacos e o cloritóide primário seguem a clivagem ardosiana S_1 , e são dobrados e redobrados em dobras D_2 e D_3 .
- e) A granada almandina aparece como porfiroblastos contendo via de regra inclusões tabulares, que representam a clivagem ardosiana S_1 ou $S_1 + S_2$ com um padrão em S ou Z indicando provavelmente um crescimento tóncinêmico a D_2 (Ribeiro, Paciullo, Trouw et alii, 1980). Algumas vezes o padrão das inclusões é do tipo "snow ball" indicando um giro elevado em relação a matriz. Outras vezes o padrão das inclusões não tem continuidade com a xistosidade externa, indicando que houve giro após o término do seu crescimento, ou a formação de uma nova clivagem. Inclusões helicíticas de dobras D_2 também foram observadas em alguns cristais. Na região de Madre de Deus observou-se cristais de granada almandina com um padrão reto de inclusões de clivagem S_1 , que do lado de fora do cristal já foi deformada e parcialmente transposta numa clivagem de crenulação (S_2), indicando que este cristal cresceu intercinêmico entre D_1 e D_2 .
- A clivagem de crenulação S_2 comumente se desvia ao redor dos porfiroblastos de granada.
- f) As estaurólitas aparecem comumente com inclusões de dobras helicíticas D_2 . Inclusões retas e curvas sem continuidade com a xistosidade externa foram também observadas. Em uma amostra ocorrem porfiroblastos de estaurólita com inclusões retas e contínuas com a xistosidade externa que se encontra deformada em dobras D_2 .
- g) Os cristais de cianita possuem padrões de inclusão curvos e retos, em geral sem continuidade com a clivagem externa. Kink bands são comuns.
- h) Os porfiroblastos retrógrados de clorita, mica branca e cloritóide sobrecrescem estruturas D_3 , amostrando ainda em alguns casos sinais de extinção ondulante. Os porfiroblastos de cloritóide secundário costumam apresentar geminação polissintética.

Com base nas observações descritas acima e na análise do padrão das isógradas metamórficas pode-se propor a seguinte relação entre o crescimento dos minerais metamórficos e as três fases de deformação que atuaram na área:

- Juntamente com a fase de deformação D_1 , o metamorfismo teve início, com o crescimento e em alguns casos com a recristalização dos primeiros minerais metamórficos em condições de temperatura e pressão do facies xisto verde. Clorita, mica branca, biotita, opacos, cloritóide e provavelmente cianita (nos quartzitos) cresceram e se orientaram segundo a clivagem ardosiana S_1 . É possível que alguns destes minerais (clorita, mica branca e opacos) tenham em parte uma origem detrit

tica, e posteriormente cresceram e/ou recristalizaram durante D₁.

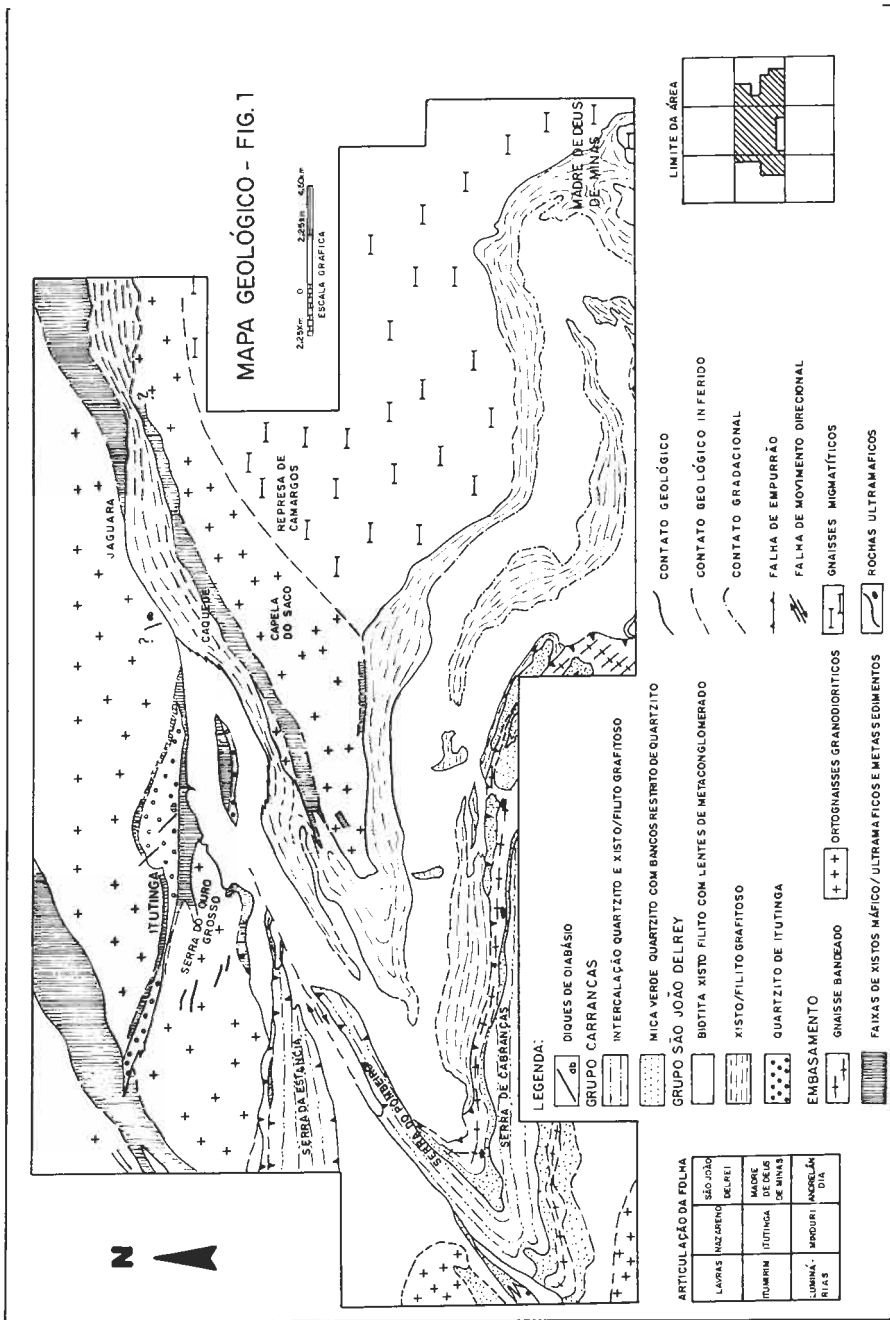
- As condições de temperatura e pressão começaram a aumentar entre as fases D₁ e D₂, com o início do crescimento de almandina e estaurolita. O auge do metamorfismo, com o crescimento generalizado de almandina, cianita, estaurolita, e sillimanita, localmente foi atingido durante a penúltima fase (D₂) como mostram os padrões de inclusões em S ou Z e de dobras helicíticas D₂, sempre mais abertas que na matriz nestes minerais. Nos xistos e filitos implantou-se uma clivagem de crenulação S₂, que transpôs parcial ou em alguns casos completamente a clivagem ardosiana S₁, que ainda foi apertada contra os porfiroblastos de almandina, estaurolita e cianita, indicando que estes minerais pararam de crescer antes do término da deformação D₂.
- Provavelmente em seguida a D₂, ainda com a temperatura alta ocorreram intensos processos de recuperação e recristalização, especialmente nos cristais de quartzo e micas, tentando libertar estes minerais dos efeitos de deformação acumulados durante D₁ e D₂.
- No final da deformação D₂ teve início o crescimento de novos minerais metamórficos (clorita, cloritóide e muscovita) que truncam estruturas desta fase. Depois da deformação D₂, a recristalização foi incipiente, de modo que efeitos da deformação (extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação) ficaram preservados nos minerais.

A relação entre o crescimento dos minerais metamórficos e as estruturas das três fases de deformação podem ser visualizadas esquematicamente na figura 8.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBEE, A.L. (1972) - Metamorphism of pelitic schists: Reaction Relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, p. 3249-3268.
- EBERT, H. (1956) - Pesquisas Geológicas na Parte Sudeste do Estado de Minas Gerais. *Rel. Anual do Diretor, Geol. e Min.*, Ano de 1955, p. 62-81.
- _____ (1968) - Ocorrência da facies granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *Anais da Acad. Bras. Ciênc.* 40, suplemento, p. 215-229.
- _____ (1971) - Os paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo; e a bifurcação entre Araxaides e Paraibides. *Bol. Esp. n.º 1 (Resumo das Comunicações)*. XXII Cong. Bras. Geol., São Paulo.
- GANGULY, J. (1968) - Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite, and some equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O₂. *Amer. Journ. Scienc.*, 266, p. 373-382.
- _____ (1972) - Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *Journ. Petrol.*, 13, part 63, p. 335-365.
- GRAMBLING, J.A. (1983) - Reversals in Fe-Mg partitioning between chloritoid and staurolite. *Amer. Miner.* vol. 68, p. 373-388.
- HEILBRON, M. (1983) - Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus. *Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano*, Bol. n.º 3, p. 387-401.
- _____ (1984) - Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Tese de Mestrado, não publicada, UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p., 5 mapas anexos.

- MIYASHIRO, A. (1975) - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltda., 429 p.
- PACIULLO, F.V.P. (1980) - Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, MG. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, Bol. n° 3, p. 440-448.
- RIBEIRO, A. (1983) - Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da folha Itumirim, MG. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, Bol. n° 3, p. 461-468.
- SAXENA, S.K. and MUELLER, R.F. (1977) - Chemical Petrology, with applications to the terrestrial planets and meteorites. Springer-Verlag, cap. 8 ao 11, p. 127-250.
- SPRY, A. (1982) - Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press.
- TROUW, R.A.J. (1983) - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carancas e Andrelândia. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, Bol. n° 3, p. 469-477.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. (1980) - Evolução metamórfica e estrutural de uma área a SE de Lavras, MG. Anais do XXXI Cong. Bras. Geol., vol. 5, p. 2773-2784, Santa Catarina.
- TURNER, F.J. (1968) - Metamorphic petrology-mineralogy and field aspects. New York. McGraw-Hill Book Company.
- VERNON, R.H. (1983) - Metamorphic processes reactions and microstructure development. Second edition-London: George Allen & Unwin, 247 p.
- WINKLER, H.G.F. (1977) - Petrogenese das rochas metamórficas. Tradução em português da 4ª edição. Editora Edgar Blücher Ltda., 254 p., Porto Alegre, RS.



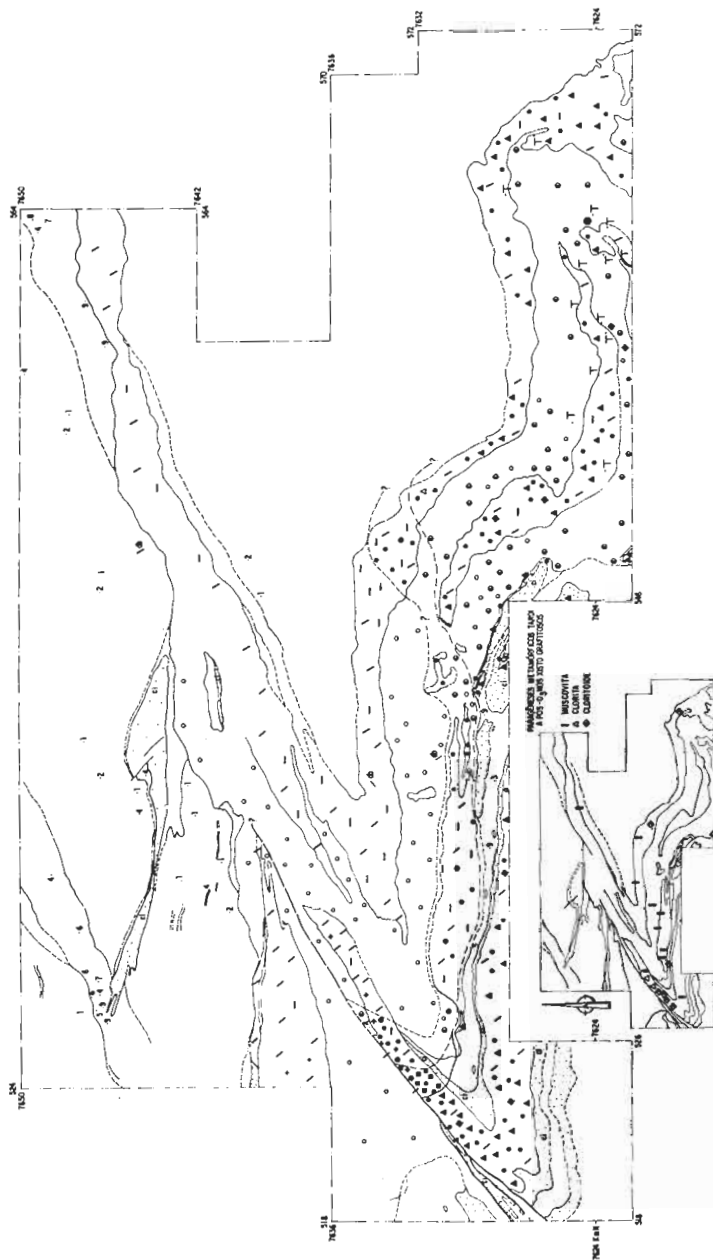


FIG. 2 - Mapa metamórfico. Símbolos utilizados encontram-se na Tabela 1.

TABELA 1

ISÓGRADAS METAMÓRFICAS	ALMANDINA/IN		ESTAUROLITA/IN		CLORITÓIDE/OUT		OUTRAS PARAGÊNESES NA SEQ. SUPERIOR
	XISTO VERDE MÉDIO	XISTO VERDE SUPERIOR	TRANSIÇÃO XISTO VERDE/ANFIBOLITO	ANFIBOLITO	ANFIBOLITO SUPERIOR		
FACIES META-MÓRFICAS	MIC. BR+QZO+ +GRAF+OP	MIC. BR+QZO+ +GRAF+ALM+OP± ±CL	MIC. BR+QZO+ +EST+ALM+CTD+ +GRAF+OP±CL	MIC. BR+QZO+ +GRAF+ALM+ +EST+OP±CL	MIC. BR+QZO+ +GRAF+EST+ALM+CI+ +STILL±OP		PARAGÊNESES NO EMBASAMENTO
LITOLOGIAS	P A R A G Ê N E S E S						
XISTOS E/OU FILITOS GRAFITOSOS DOS GRUPOS CARRANCAS E SÃO JOÃO DEL REI	MIC. BR+QZO+ +GRAF+CL+OP	MIC. BR+QZO+ +GRAF+ALM+CTD+ +OP±CL	E AINDA: ●, ⊕, +, ± /	MIC. BR+QZO+ +GRAF+CI+ALM+ +EST+OP±CL	MIC. BR+QZO+ +GRAF+EST+ALM+CI+ +STILL±OP		1 MIC+PLAG+QZO+BI+MIC BR+EP±ZI+AP±CL 2 PLAG+QZO+BI+MIC BR+EP±CL+ZI+AP 3 PLAG+MIC+QZO+BI+MIC BR+EP+TIT+CL±ZI 4 HORN+PLAG+EP+OP+BI+TITL+CB±CL 5 SERP+CB+TC+OP 6 SERP+TREM+CL+OP±CB 7 TREM+CL±CB±OP 8 CB+BI+MIC BR+OP+TURM+TI±CL 9 MN GRAN+OP+QZO
ROCHA DE TRANSIÇÃO ENTRE O BIOTITA-XISTO E O XISTO GRAFITOSO				T	MIC. BR+BI+ +GRAF+EST+ALM± ±PLAG+CI±CL+OP		
BIOTITA-XISTO	○ MIC. BR+CL+ +QZO+PLAG+CB+ +OP±TURM	● BI+MIC. BR+ +QZO+PLAG+ALM± ±CL±CB±OP±TURM			● A PARAGÊNESE PERSIS- TE NO FACIES ANFIBOLITO		
QUARTZITOS MICÁCEOS	QUARTZO + MICA BRANCA + OPACOS ± TURMALINA CI CIANITA NOS QUARTZITOS						

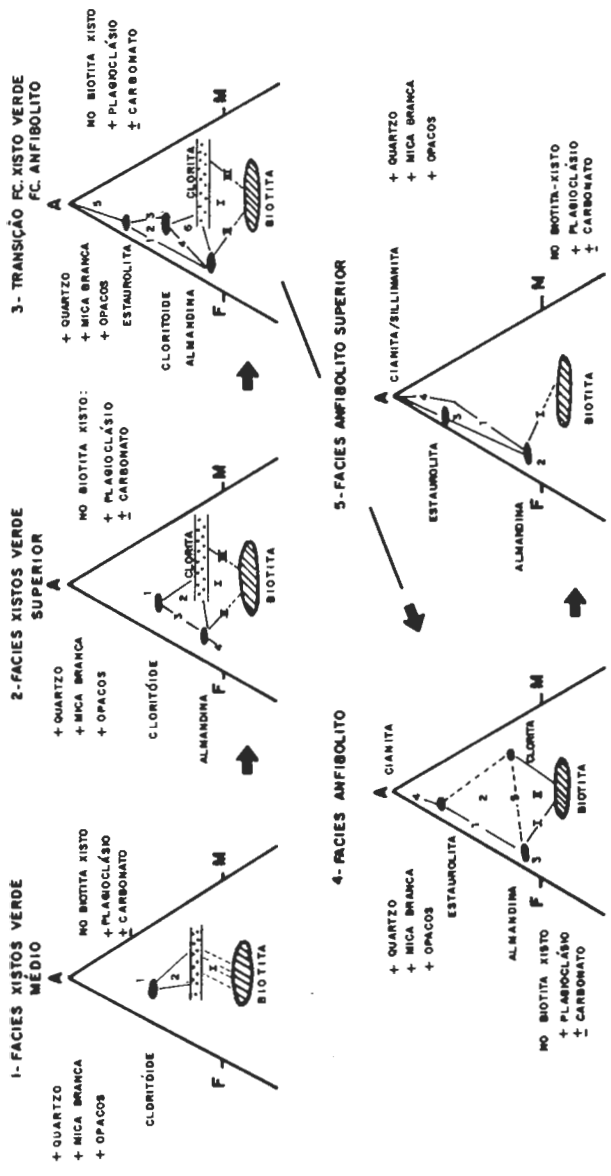


FIG. 3 - Diagramas AFM construídos esquematicamente para apresentar as parafênese metamórficas observadas no biotita xisto (com algarismos romanos) e dos filitos e/ou xistos grafitosos (com algarismos arábicos), nas diversas facies metamórficas.

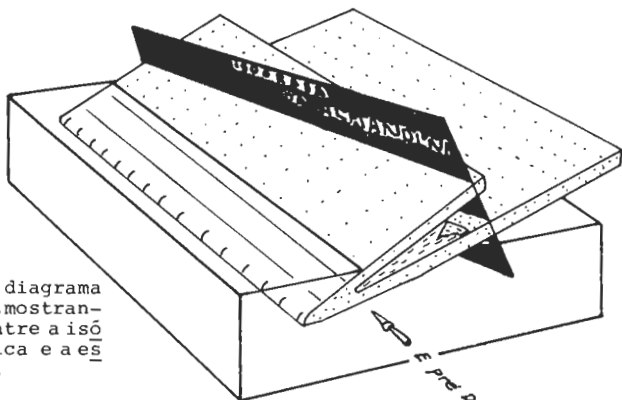


FIG. 4a - Bloco diagrama interpretativo, mostrando a relação entre a isógrada metamórfica e a estrutura pré-D₃.

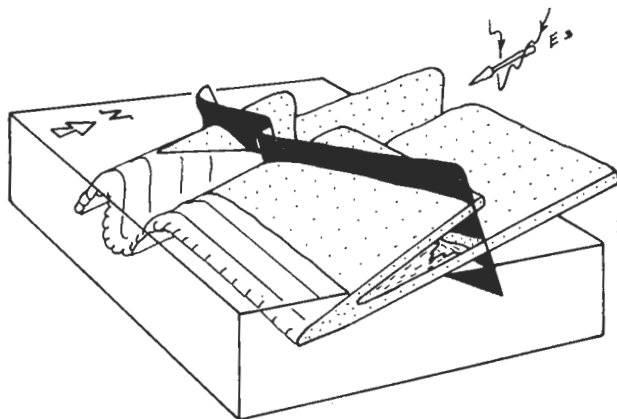


FIG. 4b - Situação após o dobramento D₃.

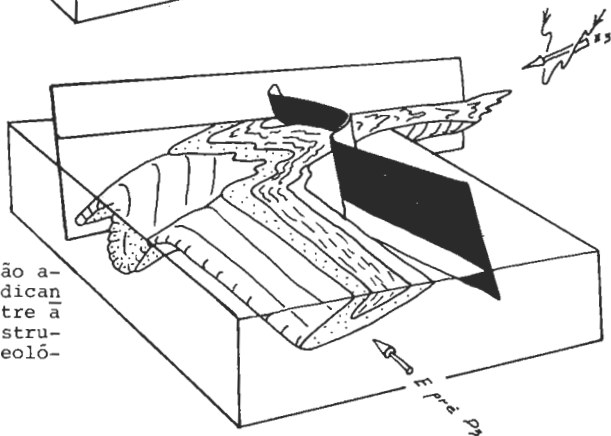


FIG. 4c - Situação após a erosão, indicando a relação entre a isógrada e as estruturas no mapa geológico.

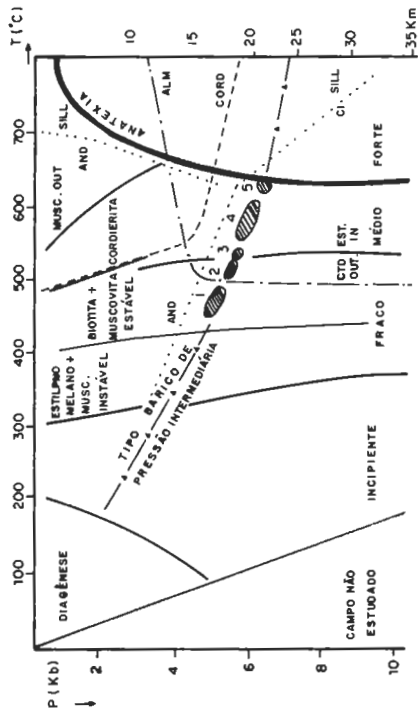


FIG. 5 - Gráfico P x T para o metamorfismo principal.
Os números indicam as paragéneses nos xistos grafitosos.

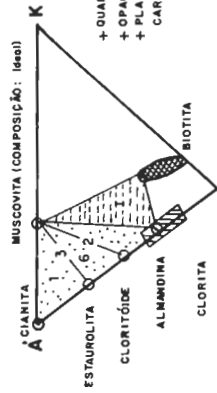


FIG. 7 - Transição da facies xisto verde - facies anfibolito.
 NOS XISTOS GRAFITOSOS { PARAGÊNESES 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7
 NO BIODITA XISTO - PARAGÊNESE I

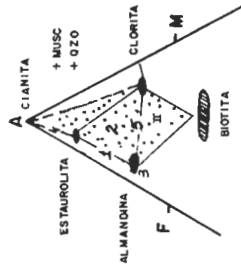


FIG. 6a

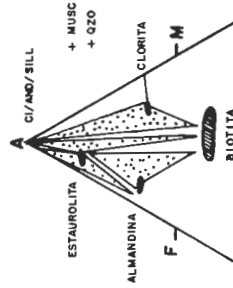


FIG. 6b



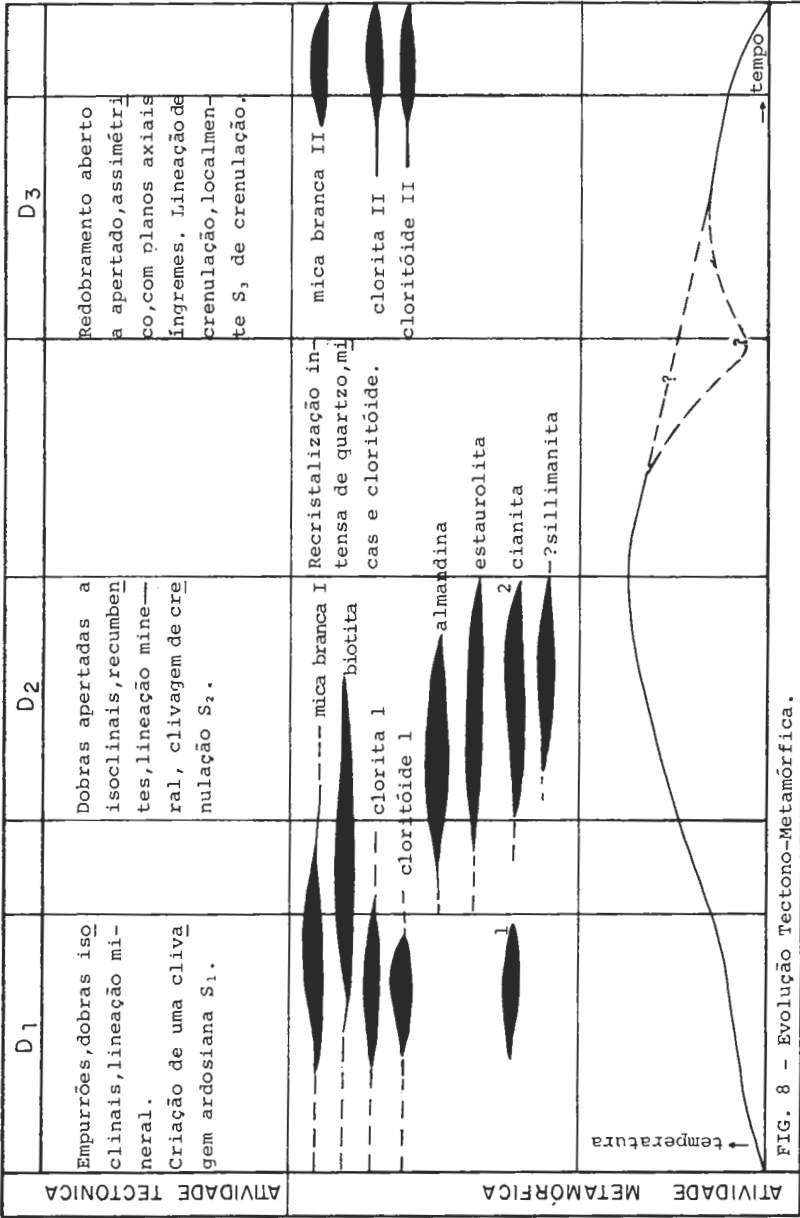


FIG. 8 - Evolução Tectono-Metamórfica.

OCORRÊNCIA DE "PILLOW LAVA" EM VULCANITOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL EM ARAGUARI, MG

César Mendonça Ferreira

DEGEO - UFOP

RESUMO

Na localidade de Fundão, SW de Araguari, MG, ocorre uma seqüência de derrames de basalto. Um dos derrames, apresentando estrutura em almofadas, ocorreu sobre uma camada de sedimentos inconsolidados e plásticos, a qual foi deformada, na sua parte superior, pela lava em escoamento, tais fatos caracterizam o derrame como sub-aquático.

ABSTRACT

A sequence of basaltic flows occurs at Fundão, SW of Araguari, Minas Gerais. A flow exhibiting pillow structures was extruded on the top of unconsolidated and plastic sediments and the deformation of the upper part of the sediments by the movement of the extrusion attests to a subaqueous environment.

1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A ocorrência de "pillow lavas" basálticos, ora descrita, localiza-se a sudoeste do município de Araguari, MG, em dois cortes feitos para a construção da estrada de Ferro Mogiana da FEPASA, entre Araguari e Uberlândia, no trecho entre 1 e 3 km ao Sul do viaduto sobre o córrego - Fundão.

O acesso ao local é feito pela BR 050 até um ponto a, aproximadamente, 4,5km da ponte sobre o Rio Araguari, no sentido da cidade homônima. Do ponto acima, por rodovia municipal, no sentido noroeste, após 1 km atinge-se a ferrovia. Ao longo da ferrovia, no sentido nordeste, após 1 km ocorre o afloramento I, mais à frente o II e em seguida o III (ver fig. 1).

2. RESUMO DA ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO

Y. Hasui, 1969, apresentou para a região entre Uberlândia e Araguari a seguinte seqüência estratigráfica (fig. 2):

- Sedimentos Cenozóicos
- Formação Bauri (Neocretácea) Formação Serra Geral
- Grupo São Bento (Eocretáceo) Arenito Botucatu
- Complexo Cristalino (Pré-cambriano)

(*) Professor no Departamento de Geologia da Escola de Minas - UFOP

3. DESCRIÇÃO DAS OBSERVAÇÕES DE CAMPO

Os afloramentos aqui descritos, se encontram entre as cotas de 700m e 750m, ou seja próximo da base dos derrames de basalto Serra Geral (ver Fig. 1 e 2).

AFLORAMENTO I - É um corte encaixado no basalto por uma extensão de quase 2km ao longo da ferrovia e, aproximadamente, na sua metade há um outro corte perpendicular ao primeiro utilizado para a descarga do material extraído durante a construção da estrada. Examinando-se a exposição de rochas de oeste para leste, observa-se no terço inicial e parte inferior do corte uma exposição de basalto maciço intemperizado sob uma camada de rocha sedimentar constituída por duas camadas de arenito laminado separados por um leito centimétrico de argila, totalizando o conjunto de sedimentos aproximadamente 1m de espessura. Sobre a rocha sedimentar ocorrem basaltos com estrutura em almofada. Nos outros dois terços do corte as rochas se apresentam com pouca alteração e a camada de basalto maciça na base do sedimento deixa de ser observada pelo fato de que a cota da estrada aumenta no sentido oeste para leste, o que torna mais fácil o acesso e a observação das "pillows". O deslocamento da lava durante o derrame deformou a camada superior de sedimento arenoso ainda inconsolidado e plástico fazendo com que ela se apresente ondulada (foto 2) sendo que, em alguns pontos, a deformação foi de tal intensidade que a lava arrancou e envolveu completamente porções do sedimento. O leito argiloso entre as camadas arenosas evitou que a deformação afetasse a camada inferior (foto 3). Examinando-se o perfil das ondas de deformação do sedimento nos dois cortes perpendiculares entre si, definiu-se como sendo de ESE para WNW o sentido de deslocamento da lava.

Nos interstícios vazios entre as almofadas formaram-se secundariamente depósitos de calcita e zeólitas sendo que o primeiro com cristais de até 15 cm de diâmetro. Na sua parte superior e no terço leste do corte os interstícios entre as almofadas está preenchido, na sua maioria, por área quartzosa.

AFLORAMENTO II - No afloramento II as rochas estão completamente intemperizadas to davia é possível caracterizar bem o formato e a dimensão das almofadas, variando de 1 a 2 m o tamanho médio da diagonal maior (foto 3). Os interstícios entre as "pillows" está preenchido por sedimento areno-siltoso parcialmente cimentado.

AFLORAMENTO III - Apesar de estar na mesma cota do afloramento II o basalto apresenta estrutura colunar e o corte tem aproximadamente 45 m de altura. Não foi possível definir, no local a relação de idade entre os dois derrames observados nos afloramentos II e III por falta da exposição do contato entre ambos.

4. ASPECTOS PETROGRÁFICOS

O estudo em lâmina delgada revelou que a rocha vulcânica das "pillows" é constituída predominantemente por vidro, com poucos cristais de plagioclásio e piroxênio. Apresenta amígdalas com calcita e/ou zeólitas e/ou argila. Na superfície de contato com o sedimento as versículas que se abriram no momento do derrame foram congeladas formando "variolas" que foram preenchidas pelo mesmo sedimento (foto 4, 5 e 6).

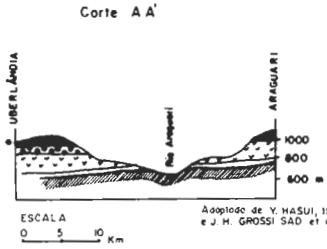
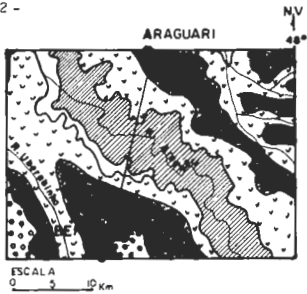
5. CONCLUSÃO

Dos fatos descritos conclui-se que o derrame observado nos afloramentos I e II foi sub-aquático e que o processo de deposição sedimentar continuou após formação da "pillow lava".

BIBLIOGRAFIA






- BARBOSA, O. et alli, 1970 - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Div. Fom. Prod. Min., DNEM - Bol. 136 - Rio de Janeiro.
- GROSSI SAD, J.H. et alli, 1971 - Formações Cretáceas de Minas Gerais : Uma Revisão. Rev. Bras. Geociências - Vol.1 nº 1 - São Paulo
- HASUY, Y., 1969 - O Cretáceo de Minas Gerais. Bol. Soc. Bras. de Geologia 18(1); 31 - 37 - São Paulo.

Fig. 2 -



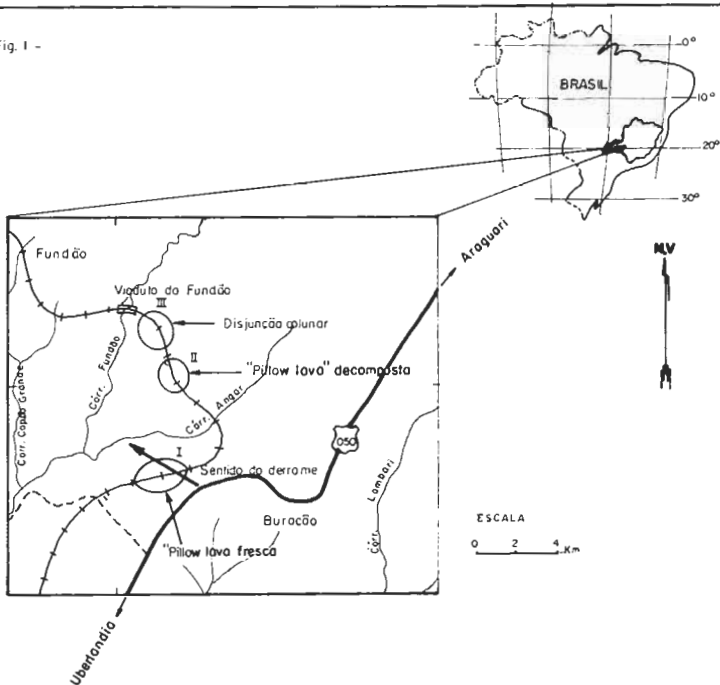
Adaptado de Y. H. HSUI, 1969
e J. H. GROSSI SÁD et alii, 1971

LEGENDA

-  Sedimentos cenozóicos
-  Formação Bauru
-  Vulcanitos Serra Gerol
-  Arenito Batucatu
-  Complexo cristalino

des. J. Dores Silva

Fig. 1 -



des. J. Dores Silva

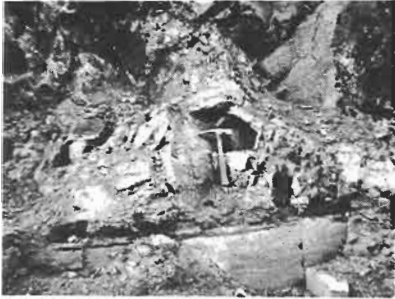


Foto 1 - Canaleta de sedimentos sob a "pillow lava" formado por duas camadas de arenito separados por uma de folhelho. A camada superior de sedimentos foi deformada pelo deslocamento da lava e a inferior não foi afetada. ————— 1m



Foto 2 - Contato entre o sedimento e a "pillow lava", mostrando a variação da intensidade de deformação do sedimento de um ponto para outro. ————— 1m



Foto 3 - "Pillow lava" decomposta. Os interstícios entre as almofadas estão preenchidos por sedimento arenoso. ————— 1m

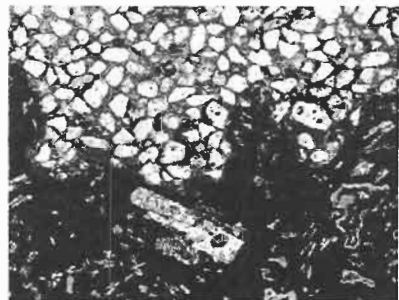


Foto 4 - Contato entre a lava vítreo e opaca, e o sedimento onde se observam as "variolas" preenchidas com grãos de areia. A lava apresenta um grande número de amígdalas e rios de plagioclásio. ————— 1mm

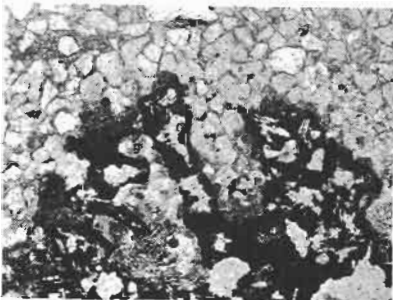


Foto 5 - Mesmo tipo de contato visto na foto 4, em que a superfície da lava se mostra muito "recortada". ————— 1mm

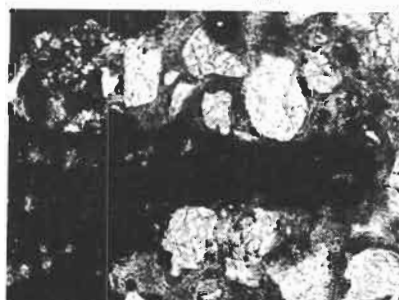


Foto 6 - Detalhe do contato entre a lava e o sedimento. Observam-se as bordas arredondadas das saliências da lava. ————— 0,1mm

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO DA JAZIDA DE ESMERALDA DE ITABIRA: CORRELAÇÃO COM AS DEMAIS JAZIDAS BRASILEIRAS

Júlio César Mendes
DEGEO - UFOP

Dietmar Schwarz
DEGEO - UFOP, DAAD-Serv. Alemão de Intercâmbio Acadêmico

Darcy P. Svisero
IG - USP

ABSTRACT

In Brazil the search for emerald deposits was the reason for expeditions through the whole interior of the country since the seventeenth century. But only in 1920 the first occurrence of emerald was discovered. It was however of no economic interest. In the sixties, Brazil became one of the main producers of emeralds in the world, mainly after the discovery of the deposits of Carnaíba/Bahia (1964), Itabira/Minas Gerais (1977), Santa Terezinha/Goiás (1981) and Socotó/Bahia (1983). This paper deals with the above mentioned occurrences in a geological and genetic context. In the Carnaíba and Socotó deposits pegmatitic dikes crosscutting ultramafic serpentized rocks are present. The metasomatic activity of granitic bodies in the surrounding ultramafic rocks resulted in the formation of the emerald. In the Itabira deposit lenticular metultramafic bodies occur in the crystalline basement (gneisses, migmatites, etc.) and this series of biotite-chlorite-schists is crossed by pegmatitic dikes. In Santa Terezinha there is a volcano-sedimentary sequence and the emeralds are associated with carbonate veins, a carbonated talc-chlorite-schist and pockets of biotite-schists ("biotititos").

1 - INTRODUÇÃO

A procura de jazidas de esmeraldas foi durante o período colonial um dos motivos que levou expedições a vasculhar todo interior do Brasil. Somente em 1920, foi detectada a primeira ocorrência de esmeralda, no município de Itabira, estado de Goiás, porém desprovida de interesse econômico. Em 1963, foi descoberto o depósito de Salininha (estado da Bahia), que produziu cerca de 100 kg de esmeraldas, exaurindo e hoje situado em área inundada pelas águas de barragem de Sobradinho.

A partir da década de 60 o Brasil firma-se como um dos mais importantes produtores mundiais de esmeralda, com as descobertas:

- em 1964 da grande jazida de Carnaíba, no estado da Bahia;
- em 1977, a 15 km a SE da cidade de Itabira (Minas Gerais), da jazida de Itabira;
- em 1981 da jazida de Santa Terezinha, no estado de Goiás;
- no início de 1983, do depósito de Socotó, afastado cerca de 40 km a norte da jazida de Carnaíba.

Os depósitos de Carnaíba e Socotó, no estado da Bahia e Santa Terezinha, em Goiás, encontram-se em fase de garimpagem manual e/ou semi-mecanizada. Itabira (Minas Belmont) por sua vez, depois de pesquisada para avaliação de seu potencial, encontra-se em fase de produção mecanizada.

As principais jazidas e ocorrências de esmeralda conhecidas no Brasil encontram-se representadas na Fig. 1. Elas incluem Carnaíba, Salininhas, Fazenda do Pombo, Açude Sossego, Brumado e Socotô na Bahia; Santa Terezinha de Goiás e Fazenda Lages em Goiás; Itabira e Santana dos Ferros em Minas, além de Tauá no Ceará.

Neste trabalho pretende-se analisar apenas os locais que constituem jazidas, as demais localidades constituem ocorrências secundárias pouco conhecidas em termos de seus respectivos potencial econômico.

2 - CONTEXTO GEOGRÁFICO (A) E GEOLÓGICO (B)

2.1 - JAZIDA DE CARNAÍBA

A - Localizada no centro-norte do estado da Bahia, o acesso ao garimpo de esmeraldas de Carnaíba se faz a partir da cidade de Senhor do Bonfim, distante 380 km de Salvador (capital do estado da Bahia), pode ser efetuado por Pindobaçu ou por Campo Formoso (Fig. 2). De Campo Formoso, a 26 km de estrada pavimentada de Senhor do Bonfim, atinge-se o povoado de Carnaíba através de 50 km de estrada de tráfego precário, passando-se pelas localidades de Poços, Brejão do Grota e Angico.

B - As elevações da Serra da Jacobina (Fig. 3) representadas na área são constituídas por quartzitos de granulação fina a média, pertencentes a Formação Rio do Ouro (Grupo Jacobina). O conjunto apresenta feição estrutural de antifórme, cujo núcleo foi ocupado por corpo granítico de características intrusivas (Granito de Carnaíba).

Rochas ultramáficas, geralmente sercointinizadas, ocorrem em faixas intercaladas nos quartzitos, acompanhando os seus dobramentos, em estruturas aparentemente, e aparecem ainda como um enclave, no granito de Carnaíba.

Os metaultrabasitas apresentam como tipos petrográficos mais comuns: flogopita-biotita xistos e serpentina-clorita xistos, dentre outros. Em mapa, são genericamente denominados de serpentinitos (COUJO e ALMEIDA, 1982).

A rocha granítica (Granito de Carnaíba) tem composição mineralógica que a caracteriza na faixa de leucotonalito a muscovita-leucogranito, às vezes variando para biotita-granito ou simplesmente granito (COUJO e ALMEIDA, op. cit.).

2.2 - JAZIDA DE ITABIRA (MINA BELMONT)

A - Localizada na região central do estado de Minas Gerais, o acesso principal a partir de Belo Horizonte, é feito através de rodovia pavimentada até a cidade de Itabira. A mina está localizada a 18 km desta cidade.

B - A área da jazida é ocupada por rochas cristalinas que formam o Complexo Migmatítico-Granulítico de Minas Gerais (INDA et al, 1982), constituída por gnaisses, anfíbolitos, migmatitos e rochas graníticas. Subordinadamente, existem metaultramáficas e corpos pegmatóides (Fig. 4).

Os gnaisses e os migmatitos são as rochas predominantes no Complexo Migmatítico. Ambos são leucocráticos e relativamente homogêneos de um modo geral.

As rochas graníticas formam corpos pequenos arredondados ou irregulares, cortando os gnaisses e migmatitos com contato intrusivo.

Os anfíbolitos "primários" são raros e aparecem sob forma de pequenas lentes e corpos irregulares englobados pelos migmatitos. Seus contatos com os migmatitos são discordantes. Mostram uma foliação muito pronunciada, concordante com os gnaisses e migmatitos.

Pegmatitos são constituintes secundários do Complexo Cristalino e ocorrem em pequenos diques intrusivos, de forma irregular. São rochas hololeucocráticas, de granulação grosseira, composta essencialmente por microclina, quartzo e albita em menor proporção. Turmalina negra é abundante em ocorrências individuais.

Metaultramáficas também ocorrem dentro do Complexo Cristalino, em corpos de forma lenticular. Elas são caracteristicamente xistosas, representadas por biotita-xistos, clorita-xistos e talco-xistos.

2.3 - JAZIDA DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS

A - A jazida de Santa Terezinha de Goiás está situada a 329 km ao norte de Goiânia, capital do estado de Goiás e a 360 km a NW de Brasília, a capital federal. O aces-

so é fácil a partir da rodovia Belém-Brasília, via Itapaci. O garimpo fica a 21 km de Santa Terezinha de Goiás.

B - RIBEIRO e SÁ (1983) consideraram que a área do garimpo encontra-se representada por um biotita-gnaiss, cataclásado, do embasamento (Fig. 5). Em contato com o embasamento, ora por falha ora por discordância estrutural, tem-se uma sequência de rochas vulcano-sedimentares, onde o tempo ácido da sequência está representada por uma metavulcânica ácida, cuja composição é provavelmente dacítica, e os termos ultrabásicos da sequência estão representados pelos seus equivalentes retroneotamorfizados, tais como talco-clorita-xisto carbonático, biotita-xistos carbonáticos (biotitito) e tremolita-clorita-xisto. Subordinadamente ocorrem leitos de metacherts ferríferos, manganíferos e quartzitos ferruginosos e metamargas. Todo esse conjunto apresenta-se dobrado em estilo isoclinal fechado por falhamento e/ou fraturamento.

2.4 - JAZIDA DE SOCOTÓ

A - Localizada no centro-norte do estado da Bahia, os garimpos de esmeraldas de Carnaíba e Socotó estão distanciados, entre si, por 40 km em linha reta, possuindo a cidade de Campo Formoso situada em posição intermediária entre os dois garimpos (Fig. 2). O acesso a partir de Campo Formoso, é feito seguindo-se 26 km na direção norte-nordeste, em estrada de terra, passando pelos povoados de Vanvava e Tuiutiba.

B - O batólito de Campo Formoso (Fig. 6), ocupando uma área semi-circular de 700 km², compreende um complexo de rochas predominantemente graníticas, com variações para tipos petrográficos definidos como adamelitos a granodioritos. Segundo COUTO (1985), na parte norte desse corpo, existe uma diversidade de tipos petrográficos, ocorrendo como enclaves, além de manifestações pegmatíticas, sendo identificados desde quartzitos relacionados aos metassedimentos que compõem a Serra de Jacobina até anfibolitos, metabasitos e metaultrabásitos, em geral serpentinizados.

A área da garimpagem de Socotó, com condicionantes idênticos a área de Carnaíba, guarda potencialidade de abrigar depósitos de esmeralda, capazes de repetir ou até ultrapassar a produção até agora verificada em Carnaíba.

3 - CONTEXTO GENÉTICO

3.1 - JAZIDA DE CARNAÍBA E SOCOTÓ

Segundo COUTO (1983), as mineralizações de Carnaíba e Socotó, guardam similaridade com aquelas descritas por ANHAËUSSER (1970 e 1976) no complexo pegmatítico de Gravelotte-Mica, no cráton de Kaapvaal, onde as esmeraldas estão situadas em zonas pegmatíticas, intrusivas nos micaxistos, próximos a corpo plutônico de composição granítica.

As ações metassomáticas de corpos pegmatíticos nas ultrabásicas encaixantes, propiciaram a formação de esmeraldas.

Os filões contendo berilo e/ou esmeralda, de natureza metassomática, apresentam núcleos de quartzo, envolvidos por flogopita/biotita-xistos, que passam gradativamente para serpentinitos mais conservados. Estruturalmente foram definidos dois tipos principais de filões: um tipo relacionado a fraturas e outro a veios de contato entre a rocha serpentinitica e os quartzitos.

Na área de Carnaíba, associados a esmeralda, encontram-se mineralizações de molibdenita, scheelita e, às vezes alexandrita.

As mineralizações de molibdenita, subproduto da extração de esmeralda, ocorrem erráticamente, porém sua presença sempre indica a proximidade de formação de esmeraldas ou simplesmente berilo.

O sulfeto de molibdênio ocorrem em massas, geralmente compacto ou disseminado no material xistoso.

A litologia portadora de mineralizações de scheelita pode ser definida petrograficamente como biotita-plagioclásio-xisto.

Alexandrita tem sido muito raramente encontrada.

3.2 - JAZIDA DE ITABIRA

As esmeraldas apresentam-se quase sempre envolvidas por uma rocha folheada, resultado da decomposição dos xistos, de onde são facilmente extraídas. Esse conjunto é cortado por um dique pegmatítico (10 m de espessura), quase perpendicular às estruturas dos gnaisses/migmatitos, com intercalações de metaultramáficas (biotita-xistos, clorita-xistos, etc.). Portanto, a gênese da esmeralda de Itabira se encaixa nos estudos de FERSMAN (1931), onde: uma série de biotita-xistos e clorita-xistos foi atravessada e injetada por pegmatitos. O pegmatito mesmo contém berilo em abundância, mas nunca esmeralda. Esta última gema só é encontrada nos biotita-xistos e clorita-xistos, e próximo às intrusões pegmatíticas. Conforme a dedução de Fersman, foi o pegmatito, que originou a esmeralda nos biotita-clorita-xistos.

3.3 - JAZIDA DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS

A jazida de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, apresenta peculiaridades geológicas, mineralógicas, que estão diretamente relacionados ao seu tipo genético.

Os dois tipos genéticos, principais na formação da esmeralda são: metamórfico-hidrotermal e o hidrotermal (SINKANKAS, 1981).

No tipo metamórfico-hidrotermal, estão incluídos os depósitos do Egito, Zâmbia, Rússia, etc. Por outro lado, existem igualmente concentrações de berilo em depósitos que são produtos de atividade de solução hidrotermal carbonática. O mais interessante destes tipos de depósitos, são os da Colômbia.

Dentro deste conceito, LEINZ e LEONARDOS (1959) admitem uma formação que se enquadra dentro do tipo genético metamórfico-hidrotermal, enquanto SUSZCZYNSKI (1973), sugere um enriquecimento anormal de berilo no primitivo meio aquoso, pela concentração aluminosa de certas fácies carbonáticas, que teriam atraído este elemento químico.

A esmeralda em Santa Terezinha de Goiás, ocorre associada a veios carbonatados, a talco-clorita-xistos carbonatados e a bolsões de biotita-xistos (biotititos). Veios quartzosos são abundantes, mas veios quartzo-feldspáticos não foram observados.

Desta maneira, os estudos por ora realizados (RIBEIRO & SÁ (1983), CASSEDANE (1984), CASSEDANE & SAUER (1984), LIMA JÚNIOR (1984)), ainda não permitem afirmações conclusivas a respeito do tipo genético da jazida de Santa Terezinha de Goiás.

4 - AGRADECIMENTOS

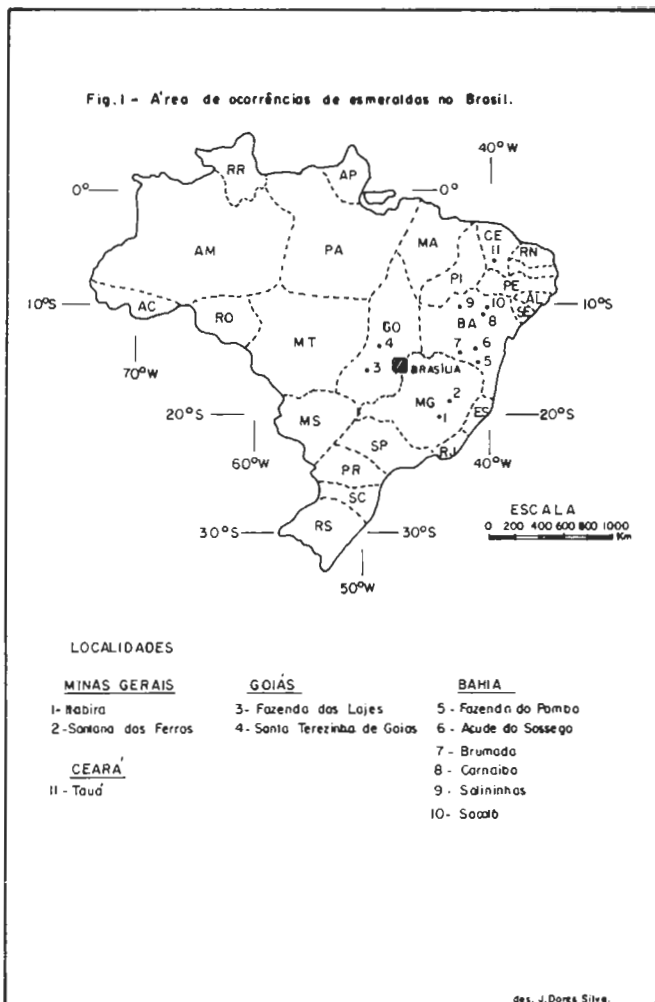
Os autores agradecem o apoio da Escola de Minas de Ouro Preto, para a realização de viagens de campo. Agradecem também o geólogo Pedro A. Couto, da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), pela colaboração prestada durante trabalhos realizados, na jazida de Socotó e Carnaíba.

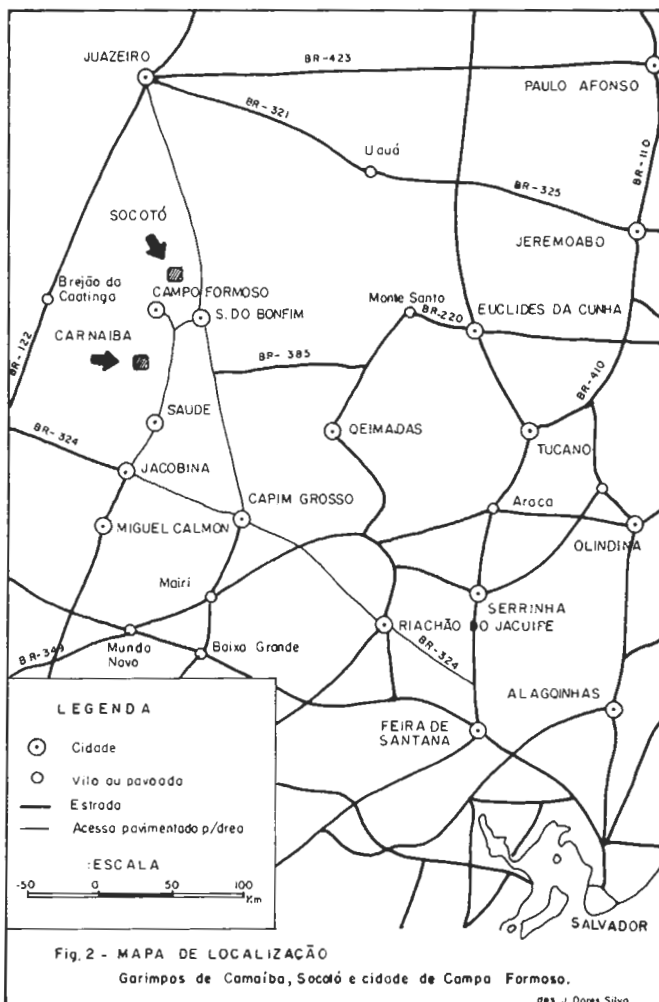
5 - BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, S.C. et alii - 1943 - Pegmatitos com berilo, tantalita e cassiterita da Paraíba e Rio Grande do Norte. *Mineração e Metalurgia*, 39: 115-126.
- BARBOSA, J.E.C. de A. - 1973 - Perfil Analítico da Esmeralda. Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletim nº 12.
- BASTOS, F.M. - 1981 - Emeralds from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Lapid. Journ.*, 35 (6): 1842-48.
- BEUS, A.A. - 1966 - *Geochemistry of Beryllium*. Edited by Lincoln R. Page, 401 pp.
- CASSEDANE, J.P. - 1984 - As esmeraldas do Brasil. *Brasil Relojoeiro e Joalheiro*, 25 (283): 76-82.
- CASSEDANE, J.P. & SAUER, A. - 1984 - The Santa Terezinha de Goiás Emerald deposits. *Gems & Gemol.*, 20 (1): 4-13.
- CASTELO BRANCO, R.M.G. et alii - 1984 - Dados mineralógicos da Esmeralda da Fazenda Boa Esperança, Município de Tauá, Ceará. *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, v. X: 4986-94.
- COUTO, P.A. - 1983 - Garimpos de Esmeraldas de Carnaíba. In: *Garimpos do Brasil*. Brasília, DNPM: 75-88.

- - 1985 - Carnaíba e Socotó - Bahia. Departamento Nacional da Produção Mineral (Relatório Interno), 56 pp.
- - 1985 - Garimpo de Socotó (Esmeralda). Departamento Nacional da Produção Mineral (Relatório Interno), 14 pp.
- COUTO, P.A. & ALMEIDA, J.T. - 1982 - Geologia e Mineralizações na Área do Garimpo de Carnaíba (Bahia). Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador. V. 3: 850-61.
- CUNHA, O.L. - 1961 - Esmeraldas da Fazenda do Sossêgo, Santana dos Ferros, Minas Gerais, Brasil. Gemologia, 7 (25): 09-14.
- FERSMAN, A.E. - 1931 - Les pegmatites. Trad. em francês (1951), Univ. Louvain, Bélgica.
- GRAZIANI, G. et al - 1983 - The genesis of emerald from the Kitwe District, Zâmbia. N. Jb. Miner. Mh., 12(4): 175-186.
- GRIFFON, J.C. et alii - 1967 - Estudo Estrutural e Genético da jazida de Esmeralda de Carnaíba (Bahia). Anais Acad. Bras. Ciências, v. 39 (1): 153-61.
- INDA, H.A.V. et alii - 1982 - Carta Geológica do Brasil (1:2.500.000), Nota explicativa. DNPM/ GM, Brasília.
- JUST, E. - 1926 - Emeralds at Bom Jesus dos Meiras, Bahia, Brazil. Economic Geology, vol. XXI: 808-810.
- LEINZ, V. & LEONARDOS, O.H. - 1959 - Notas sobre as Esmeraldas da Fazenda de Lages, Itaberai, Goiás. Gemologia, 4 (16): 7-14.
- LIMA JÚNIOR, E.A. et alii - 1984 - Gemas do Estado de Goiás: Ocorrências e Estudo Gemológico Preliminares. Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v. X: 5027-39.
- MOREIRA, M.D. & SANTANA, A.J. - 1982 - O garimpo de Carnaíba - Geologia e Perspectiva. Anais XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, v. 3: 862-74.
- RÊGO, J.M. - 1984 - Pegmatitos mineralizados em água marinha na região de Tenente Ananias - RN. Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v. X: 5050-48.
- RIBEIRO, A.C. & SÁ, W.L. de - 1983 - Garimpo de Esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. In: Garimpos do Brasil. Brasília, DNPM, 269-83.
- SINKANKAS, J. - 1981 - Emeralds and other beryls. Chilton Book Company, 665 pp.
- SUSZCZYNSKI, E.F. - 1975 - Os Recursos Minerais: Reais e Potenciais do Brasil e sua Metalogenia. Livraria Interciência Ltda, Rio de Janeiro, 533 pp.
- WEBSTER, R. - 1983 - Gems: Their sources, descriptions and identification. Butterworths, London, 1029 pp.

Fig.1 - Área de ocorrências de esmeraldas no Brasil.





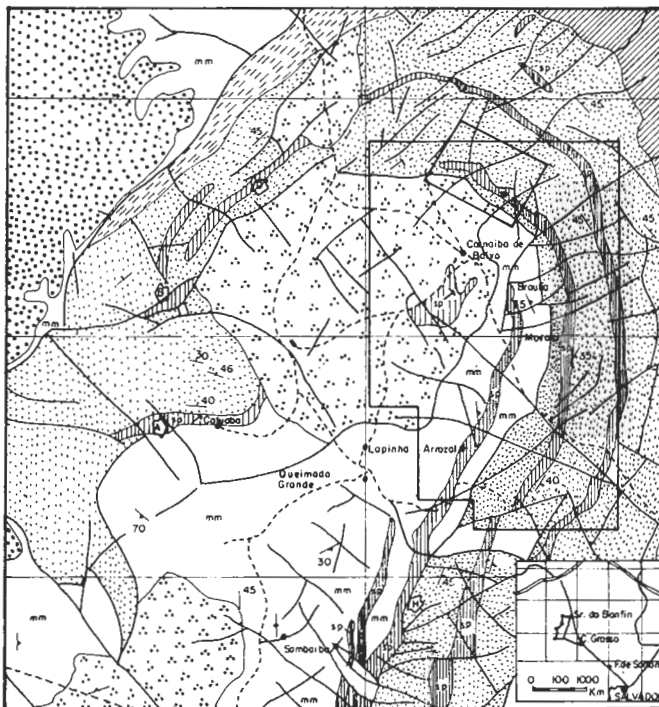
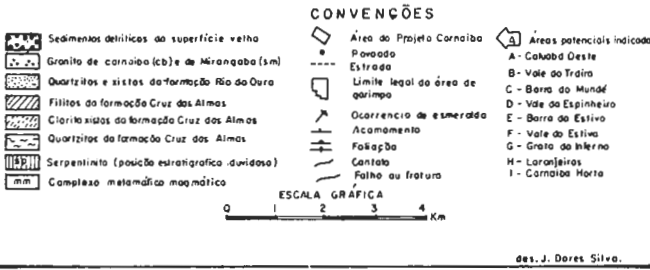


Fig. 3 - JAZIDA DE CARNAIBA - Mapa geológico regional.

in Moreira (1982).



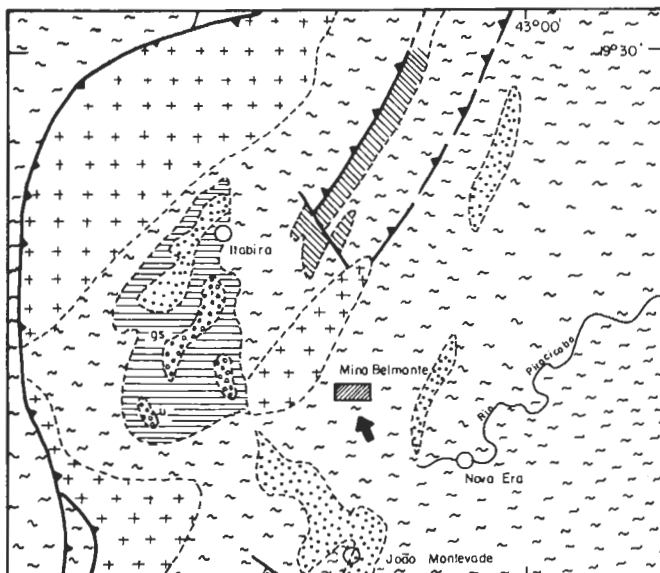








Fig. 4 - JAZIDA DE ITABIRA — mapa geológico regional




LEGENDA

-  Grupo Itabira (formação ferrífera e dolomita)
-  Grupo Carajás (quartzitos e filitos)
-  Sequencia Xista verde
-  Migmatitos e Gnaisses
-  Rochas metultramáficas
-  Rochas graníticas

MAPA DE LOCALIZAÇÃO



LEGENDA

-  Capital
-  Cidade
-  Mina de Itabira

Escala
20 Km



Des. J. Oares Silva

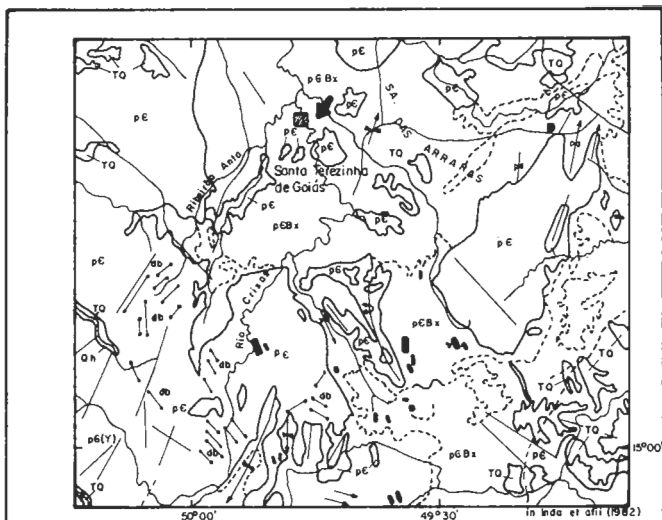
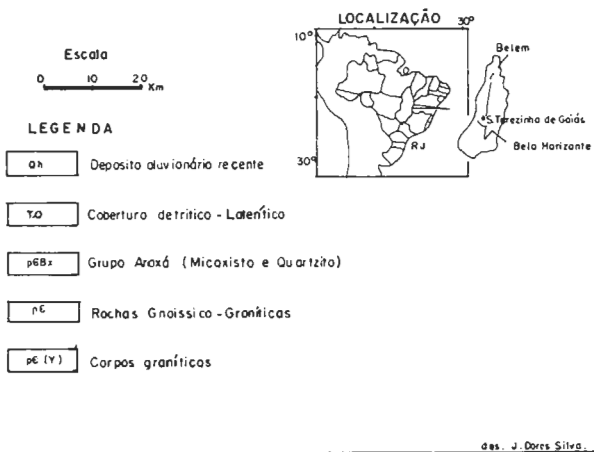


Fig. 5 - JAZIDA DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS, mapa geológico regional.



GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE CIANITA DO DISTRITO DE OURO PRETO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

F.R.M. Pires e M.T. Neves

DEGEO - IG - UFRJ

ABSTRACT

Kyanite deposits of the Ouro Preto district occur as quartz-kyanite-specular hematite (goethite)-muscovite-pyrophyllite veins crosscutting the kyanite sericite schist of the Piracicaba Group, the upper part of the Proterozoic Minas Supergroup. Kyanite has been found in different areas of the Quadrilátero Ferrífero, usually within aluminous schists of several geological units of the Minas Supergroup. Kyanite veins are almost always related to a strongly deformed "kyanite", a dark grey rock exhibiting a well developed mineral lineation slightly masked by a Fe-oxide dust. Kyanite crystals are up to ten centimeters long and form parallel rodlike aggregates perpendicular to the selvages of the veins. Vein cores are composed of milky quartz with occasional specular hematite and muscovite blades. Subsequent hydrothermal alteration of kyanite resulted in the formation of pyrophyllite rosettes (Herz and Dutra, 1964). Apparently the Kyanite crystals in the veins align parallel to the L₂-mineral lineation being later deformed by the orthogonally arranged F₂-fold axes. The restricted distribution of the kyanite deposits to the eastern portion of the Dom Bosco Structure particularly concentrated within the Kyanite sericite schist lead us to the unequivocal conclusion that the deposits are intimately related to meta-morphism. Zonal arrangement of the Kyanite deposits within the Kyanite isograde also corroborates the metamorphic-hydrothermal origin for the deposits. Diaspore-rich veins occurring in the surroundings of the Kyanite isograde indicate that slightly different metamorphic conditions prevailed.

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é o de descrever a situação geológica dos jazimentos de cianita no distrito de Ouro Preto, seu relacionamento com as rochas encaixantes e associação com os eventos metamórficos e hidrotermais que afetaram a área. Outros depósitos e ocorrências de cianita tem sido descritos em outras áreas do Quadrilátero Ferrífero, nas diversas unidades lito-estratigráficas (Fig. 1). Foi encontrada como mineral acessório em muscovita gnaisses e quartzitos do Supergrupo Rio das Velhas, em Itabira (Dorr e Barbosa, 1963), em quartzitos do Grupo Maquiné e no Grupo Tamanduá na região de Barão de Cocais, no flanco noroeste da Serra do Caraça e distrito de Alegria (Simmons, 1968; Moore, 1969; Maxwell, 1965). No Proterozóico, a cianita ocorre em quartzitos e sericita xistos das formações Moeda e Batatal no distrito de Casa de Pedra (Guild, 1957), na Serra da Moeda (Wallace, 1965) e nos distritos de Monlevade e Rio Piracicaba (Reeves, 1966) como lâminas diminutas. Cianita ocorre mais abundante e conspicuamente em sericita xistos da formação Cercadinho e associada ao quartzo nos veios (Gair, 1962; Wallace, 1965; Moore, 1969; Maxwell, 1965) respectivamente nas quadriculadas

de Nova Lima, Itabirito, Gongo Soco e distrito de Alegria; nos distritos de Itabira e Dom Bosco o mineral foi registrado nos "filitos Piracicaba". Cianita também foi observada em sericita xistos, e sericita quartzitos do Grupo Itacolomi e em veios cortando (Guild, 1957; Maxwell, 1972) nos distritos de Casa de Pedra e Alegria.

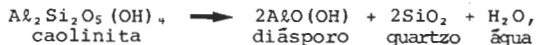
Os depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto não foram descritos nem mencionados anteriormente (Barbosa, 1969 em Dorr, 1969 e Herz, 1978).

REPARTIÇÃO ZONAL DOS DEPÓSITOS

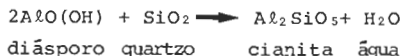
Os veios de quartzo-cianita-hematita especular (muscovita)-(pirofilita) estão distribuídos numa faixa irregular disposta aproximadamente Este-Oeste em áreas de distribuição de cianita sericita xisto da formação Cercadinho, em zonas com enriquecimento de cianita na rocha chegando a formar um verdadeiro "cianitito"; aparentemente esse arranjo zonal da distribuição dos veios com cianita, que é controlado pela presença do xisto com cianita situa-se a meia distância entre o canto SE do Complexo Bação e porção Norte das rochas arqueanas do Complexo Bela Vista (Pires et alii, 1984); para Oeste, desaparecem ambos os veios contendo cianita e o cianita xisto, com uma pequena exposição a NNE da estação de Haragreaves. É interessante notar, que pode ser delineado uma isógrada da cianita, que aparentemente limita (Fig. 2) os depósitos primários de topázio associados ao horizonte-BT (Pires et alii, 1984).

A forma irregular da isógrada da cianita pode ser explicada pelos eventos deformacionais que afetaram a área; foram excluídas, mas assinaladas no mapa (Fig. 2), três ocorrências de cianita sericita xisto da formação Batatal encontradas ao longo da Serra de Ouro Preto; sejam essas ocorrências incluídas a zona da cianita deverá crescer um pouco para Norte. As isógradas traçadas por Herz (1978) para toda a área do Quadrilátero Ferrífero, englobando diferentes rochas pré-Minas e Minas, indicam para o distrito de Ouro Preto uma larga zona da clorita e menos da biotita, separadas pela isógrada da biotita passando próximo a estação ferroviária de Topázios (T na Fig. 2); no interior da zona da biotita duas pequenas zonas da estauroлита foram desenhadas por Herz próximo a Ouro Preto. A grande maioria das ocorrências de cianita está concentrada na zona da clorita. Não julgamos conveniente traçar zonas da clorita devido a grande estabilidade de Mg-cloritas (presentes na área), em graus metamórficos mais elevados, bem como a facilidade com que a clorita se decompõe sob intemperismo, esse último caso aplicável também a biotita; a baixa frequência de biotita nas rochas da área também contraindica sua utilização como mineral tipomorfo de metamorfismo na área estudada. Portanto, a isógrada da cianita estabelecida permite interpretar que a formação dos veios de quartzo-cianita foi controlada termicamente, numa área com pressão parcial dos fluídos menor que região externa à isógrada, onde predominam os jazimentos de topázio, provavelmente durante os estágios finais do metamorfismo, em ambiente hidrotermal.

Nas proximidades do depósito de topázio do "Bora", a Oeste de Rodrigo Silva, na zona limite da isógrada da cianita existe um veio irregular cortando metabasito alterado, contendo diásporo, em cristais de até 2 cm de diâmetro, com forte clivagem, rutilo, pirofilita, talco e zonas caolinizadas e pouco quartzo; os cristais de diásporo que tem cor caramelada apresentam-se deformados a julgar pela acentuada ondulação da clivagem. A formação do diásporo pode estar ligada a reação de desidratação parcial de decomposição da caolinita:



onde o metamorfismo hidrotermal não foi de grau suficiente para produzir cianita, que pode ter sido formada, em reações do tipo:



em grau mais alto. A aparente não coexistência entre diásporo e cianita sugere terem esses minerais sido formados em situações diferentes.

A ocorrência de diásporo em cristais bem formados, nas proximidades da isógrada da cianita denota condições que permitiram o pleno desenvolvimento do mineral, porém revelando condições térmicas insuficientes para gerar cianita, em rochas de composições semelhantes.

Em contraste a outras regiões, como nos depósitos de pirofilita da Carolina do Norte (Zen, 1961) e pirofilita-diásporo de Bundelkhand, Índia (Sharma, 1979) onde foram sugeridas origem residual intempé rica formando saprolito e metamorfismo de baixo grau subsequente, rejeitando hipótese hidrotermal, na presente situação, a derivação dos depósitos de cianita—diásporo está relacionada a evento metamórfico de baixo grau associado a atividade hidrotermal quase concomitante, em material protolítico, de composição adequada.

A distribuição e gênese dos depósitos (e ocorrência) de cianita tem sido discutida por vários autores, que o consideraram como "stress mineral" (Harker, 1939) e "termogênico" (Kostov, 1978). O eventual efeito causado pela ascensão do Domo granito-gnáissico de Bação, em termos de aquecimentos locais e de pressão dirigida, na formação da cianita sericitica xisto e veios de cianita-quartzo é polêmico, devido a insuficiência de estudos. Em algumas regiões mais estudadas (Pitcher et al., 1963), a formação de cianita em auréolas de metamorfismo foi atribuída ao "emplacement" do Granito Donegal, cuja intrusão forçada envolvendo acunhamento lateral com esticamento horizontal, foi o fator decisivo. Entretanto, Naggar et al. (1970) sugeriram que a presença de cianita é confinada a rochas com valores de $MgO/(MgO+FeO)$ superiores a 0,5, e não à pressão inadequada durante a cristalização.

Loomis (1972) propôs, ao estudar as auréolas dos corpos plutônicos de Ardara e Main Donegal que durante a intrusão diapírica rochas encaixantes mais profundas sofreriam progressivamente maior transporte da profundidade com a proximidade do contato, e que as rochas da auréola interna seriam metamorfoseadas a maiores profundidades implicando em maiores pressões, com o resultado de conterem cianita, enquanto a auréola externa exibiria efeitos metamórficos compatíveis com níveis superiores de pressões mais baixas, consequentemente contendo andalusita ("upward drag contemporaneous with prograde metamorphism"). Atherton et alii (1975) tentaram refutar em parte as propostas de Loomis e sugeriram que muitas ocorrências de cianita em auréolas podem ser explicadas em termos de simples equilíbrio de cristalização no campo da cianita abaixo relativamente do "ponto triplice", e cristalização continuada ao longo do trajeto essencialmente isobárico para os campos da sillimanita e andalusita. Entretanto, no caso presente os porfiroblastos de cianita (e a cianita dos veios) foram formadas quase sintectonicamente com a D_2 -fase de deformação durante o clímax do metamorfismo, ao contrário dos plutons de Ardara e Main Donegal, onde as cianitas ocorrem como rosetas ou grandes lâminas desorientadas que cresceram a êsmo ao longo do S-plano principal, tardiamente em relação a evolução deformacional. Com tudo as evidências de campo (e petrográficas) ainda são insuficientes para mostrar um relacionamento da geração da isógrada da cianita de Ouro Preto ao 1) evento Bação ou ao 2) metamorfismo regional mais amplo.

A conceituação de que a cianita ocorre em zonas de cisalhamento, estando ligadas consequentemente a "stress" foi sugerida desde Harker (1939) e apoiada por diversos autores (Banerji, 1981) devido a acumulação restrita de cianita ao longo da Singhbhum Shear zone na Índia, em zonas de pressão mais elevada. Entretanto essa conceituação parece não ser aplicável aos depósitos do Quadrilátero Ferrífero.

DEPÓSITO DE CIANITA DE TRÊS CRUZES

Como tipologia dos jazimentos de cianita do distrito de Ouro Preto foi estudado o depósito de cianita próximo a antiga fazenda Três Cruzes; essa área, que fica entre as estações de Topázios e Tripuí, ficou relativamente famosa no princípio do século devido a ocorrência de veios de quartzo-cinábrio com pequenas acumulações de xenotímio, mo-

nazita, zircão, turmalina, rutilo, magnetita, pirita e ouro com os minerais raros lewisita, derbylita e tripuita (Hussak, 1905; Hussak e Prior, 1917).

A área de Três Cruzes é dominada largamente pela Formação Cercadinho composta por sericita xistos, quartzitos ferruginosos negros, quartzitos cinza claro a branco com subordinadas exposições de cianitito, corpos ultramáficos xistosos e raros bancos de quartzito impuro rico em dloritóide; um dique básico, presumivelmente mesozóico corta os quartzitos; ao longo da linha férrea da EFL passa um contato da sequência acima com itabiritos considerados da formação Cauê.

Os quartzitos ferruginosos e sericita xistos apresentam-se em cinco bancos e leitos alternados de cada unidade litológica, mergulhando suavemente, entre 20° e 35° para Sudeste; não pudemos estabelecer se essa repetição é primária ou tectônica. As espessuras dos bancos individuais variam entre 5 e 15 m, podendo ocorrer acunhamentos laterais bruscos. O sericita xisto contém porfiroblasto de cianita com dimensões entre 2 e 10 mm de comprimento, com orientação preferencial segundo a L₂- mineral em torno de 140/25 (direção azimutal de mergulho dos eixos-c dos cristais de cianita). As cianitas estão contidas segundo o S₂-plano e ocorrem de forma descontínua. Aparentemente com a proximidade dos níveis de cianitito aumenta a quantidade e frequência dos porfiroblastos de cianita.

Cianitito que ocupa as zonas de contato xisto-quartzito e forma níveis descontínuos, é distribuído concordantemente com os planos composicionais e S₂-planos; entretanto, a rocha possui forte lineação mineral dada pelas agulhas e lâminas de cianita, que forma cerca de pelo menos 85% da composição da rocha; o restante é formado por quartzo e óxidos de ferro. Nas redondezas dos contatos, e em geral na presença dos níveis de cianitito, ocorrem os veios de quartzo-cianita (Fig. 2). Cerca de um enxame de duas dezenas de veios de quartzo-cianita ocorrem na área concentrados num trecho de 200 m aproximadamente (Fig. 3) em uma colina; a Sudeste dessa área ocorrem inúmeras outras concentrações de veios em situação geológica semelhante. Os veios de quartzo-cianita apresentam orientação preferencial entre 220° e 240° e acumulam-se predominantemente no sericita xisto e na zona de contato deste com os quartzitos, onde frequentemente encontra-se delgado nível decímetro de cianitito, geralmente dobrado pela fase D₄.

A cianita ocorre em cristais incolores nos veios com até 1,5 m de espessura, ocupando as partes das bordas envolvendo núcleo de quartzo leitoso. Os cristais de cianita tem até 10 cm de comprimento que dispõem-se perpendicularmente às direções das paredes dos veios; os cristais de cianita que nos veios, estão orientados preferencialmente segundo L₂- mineral, entre 110° e 160° (Fig. 4), apresentam-se deformados quase ortogonalmente pela fase de deformação D₄. É comum portanto, observar-se cianitas onduladas e arqueadas segundo o eixo maior, não raro exibindo efeitos de "kinking". Outro aspecto notado comumente é a continuidade física dos cristais menores de cianita do cianitito com os cristais maiores de cianita no interior dos veios.

Parece haver um controle da mineralização de quartzo-cianita às zonas de contato quartzito ferruginoso-sericita xisto, que pode corresponder a uma maior permeabilidade e maior suprimento de SiO₂ e Al₂O₃ durante o evento hidrotermal.

Em alguns trechos estudados, os veios contêm hematita especular, em cristais até decimétricos, que pode estar relacionado a oxidação e lixiviação de magnetita do sericita xisto ou dos quartzitos ferruginosos; em outras zonas, há grande predominância de concentrações de goethita fibro-radiada associada ao quartzo e cianita, como nas proximidades do "Sinclinal Suspenso". A presença de muscovita em veios de quartzo-muscovita no interior da zona da cianita pode denotar crescimento tardi-tectônico da mica como ocorre nas mineralizações de topázio ou pH₂O maior durante a atividade hidrotermal.

Enquanto algumas situações (Fig. 5a) os porfiroblastos de cianita estão fortemente alinhados segundo o S₂-plano de clivagem, sugerindo desenvolvimento sinclínico, em outras onde a frequência e abun-

dância de cianita é menor a disposição fracamente orientada dos cristais pode conduzir a interpretação diferente; nesse caso, o cianita sericita xisto consiste de cristais maiores de cianita que contém S_2 -planos de clivagem não deformados sugerindo terem sido formados em fase pós- a tardi-tectônica em relação a D_2 . Esses cristais foram reorientados do segundo F, afetando também a matriz sericítica e originando forte crenulação (Fig. 5b), caracterizando a cianita como pré- D_3 .

Corroborando o fato de que a associação sericita xisto-quartzito ferruginoso corresponde a fonte de elementos para formação dos veios de quartzo-cianita, no domínio do banco de quartzito branco e puro, veios de quartzo sem cianita ocorrem com relativa abundância.

Ao redor dos porfiroblastos de cianita ocorreu a formação de paragênese pós- ou tardi- D_3 , com a cristalização do muscovita-quartzito-turmalina-clorita ou simplesmente pirofilita, ambas originadas as ex pensas do ataque hidrotermal à cianita e matriz das vizinhanças (Fig. 5c e 5d).

A reorientação dos porfiroblastos de cianita da situação paralela aos S_2 -planos para os S_3 -planos durante a fase- D_3 , provocou re-curvamente locais da clivagem nas partes externas aos porfiroblastos onde ocorreu microcisalhamento (Fig. 5d).

GÊNESE DOS DEPÓSITOS DE CIANITA

A discussão se a gênese dos depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto deve ou não ser tratada de modo amplo considerando os demais depósitos proterozóicos do Quadrilátero Ferrífero é crítica, pois apesar das características (posicionamento litoestratigráfico, zoneamento interno, paragênese e grau de metamorfismo) serem semelhantes o relacionamento das ocorrências de Ouro Preto ao Complexo Plutônico Bação é questionável. Sendo assim, forneceremos uma figura geral sobre a gênese proposta para os demais distritos, e em seguida discutiremos o caso particular. Outro ponto a discutir é se, apesar de ocuparem níveis estratigráficos distintos, todos os depósitos do Quadrilátero Ferrífero são contemporâneos a uma mesma fase de metamorfismo e atividade hidrotermal, e qual a relação temporal dos depósitos às fases de deformação.

Embora exista uma concordância geral sobre a origem hidrotermal postulada para os depósitos de cianita do Quadrilátero Ferrífero, alguns autores (Guild, 1957) observaram que os veios de quartzo-cianita-pirofilita seguem a um sistema de fraturas formados por secreção lateral durante os estágios finais do metamorfismo, após haverem cessado stresses compressivos; e outros (Maxwell, 1972) indicaram que os veios ocorrem ao longo de falhas e "shear" e que a cianita de veio foi formada sob pressões mais baixas e temperatura mais elevada que a cianita disseminada. Wallace (1965) havia proposto entretanto, que os veios ocorrem onde as encaixantes são deformadas e fissuradas, e que como a cianita (e pirofilita) não exibia sinais de deformação teriam sido geradas posteriormente aos veios de quartzo (que estariam deformados) sob condições de baixa PT. Herz (1978) seguiu a sugestão de Maxwell, mas acrescentou ter a cianita sido formada por "high tectonic over-pressure" em calhas sinclinais, sendo o transporte metassomático a curtas distâncias de material das encaixantes e meio de mobilização. Johnson (1962) supôs que a cianita contida nos planos de foliação do filito também seria de origem hidrotermal.

Em função das características dos depósitos de cianita de Três Cruzes os seguintes pontos podem ser considerados.

- A cianita ocorre associada a quartzo e subordinadamente muscovita, hematita especular e pirofilita, em veios em zonas de ocorrência de cianitito encaixados em sericita xisto ou nas zonas de contato sericita xisto-quartzito ferruginoso da formação Cercadinho.
- Os depósitos de cianita ocupam a zona metamórfica da cianita, que bordejando os depósitos primários de topázio; a razão desse controle ainda não pode ser estabelecida.

- Os veios de cianita estão controlados por sistema de fraturas com orientação azimutal entre 220° e 240°, os eixos-c dos cristais de cianita encontram-se orientados segundo L₂-mineral em torno de 110° e 160° e deformados quase ortogonalmente exibindo kinking.
- Os depósitos de cianita foram aparentemente formados em regime hidrotermal durante metamorfismo progressivo, em seus estágios finais, durante ou em seguida a fase-D₂ de deformação, e afetados pela fase deformacional - D₃ e por atividade hidrotermal subsequente ligada a metamorfismo (retrogrado?) que resultou na corrosão, transformação parcial e deposição de pirofilita, muscovita, quartzo e turmalina.
- Certamente os veios de cianita não estão relacionados a zonas de elevada ou maior pressão (shear zones) como se supôs anteriormente.
- Como posicionamento em diagrama PT para o metamorfismo e atividade hidrotermal que afetou a área o diagrama (Fig. 6) pode ser considerado.
- O relacionamento genético dos depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto ao "emplacment" do domo de Bação ou ao metamorfismo regional ainda não pode ser estabelecido.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq (Proc. nº 40.2333/84 e nº 30.0006/81) para o "Projeto Quadrilátero Ferrífero", a UFRJ, aos colegas Leda Fraga, Cantidiano de O. Freitas e Frederico Sobreira pelo auxílio nos trabalhos de campo e discussões, Washington Gonçalves pelas lâminas e seções polidas e Christina B. Pinto pelo excelente trabalho datilográfico.

REFERÊNCIAS

- ATHERTON, M.P., NAGGAR, M.H. & PITCHER, W.S. - 1975 - Kyanite in some Thermal Aureoles: *Am. J. Sci.*, 275, p. 432-443.
- BANERJI, A.K. - 1981 - Ore Genesis and Its Relationship to Volcanism, Tectonism, Granitic Activity, and Metasomatism along the Singbhum Shear Zone, Eastern India: *Econ. Geol.*, 76, p. 905-912.
- DORR, J.v.N. & BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 341-C, 110 p.
- DORR, J.v.N. - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 641-A, 110 p.
- GAIR, J.E. - 1962 - Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 341-A, 67 p.
- GUILD, P.W. - 1957 - Geology and Mineral Resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 290, 90 p.
- HARKER, A. - 1939 - *Metamorphism*, Methuen & Co., 362 p.
- HEMLEY, J.J., MONTROYA, J.W., MARINENKO, J.W. & LUCE, R.W. - 1980 - Equilibria in the System Al₂O₃-SiO₂-H₂O and Some General Implications for Alteration/Mineralization Processes: *Econ. Geol.*, 75, p. 210-228.
- HERZ, N. & DUTRA, C.V. - 1964 - Geochemistry of some kyanite from Brazil: *Am. Mineralogist*, v. 49, p. 1290-1305.
- HERZ, N. - 1978 - *Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero*, Minas Gerais, Brazil: *U.S. Geol. Survey Prof. Pap.* 641-C, 81 p.
- HUSSAK, E. - 1905 - Notícia sobre a Lewisita e sobre a Zirkelita, dois novos minerais descobertos em Tripuhy, Estado de Minas Gerais: *Am. EMOP*, nº 7, p. 115-129.
- HUSSAK, E. & PRIOR, G.T. - 1917 - Tripuhyte: Um novo antimoniato de ferro de Tripuhy: *Am. EMOP*, nº 15, p. 13-14.

- JOHNSON, R.F. - 1962 - Geology and ore deposits of the Cachoeira do Cam-
po, Dom Bosco and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil: U.S.
Geol. Survey Prof. Pap. 341-B, 391 p.
- KOSTOV, I. - 1978 - The Genesis of Kyanite in Quartz Veins: Int. Geol.
Review, 12, p. 645-651.
- LOOMIS, T.P. - 1972 - Coexisting aluminium silicate phases in contact
metamorphic aureoles: Am. Jour. Sci., 272, p. 933-945.
- MAXWELL, C.H. - 1972 - Geology and Ore Deposits of the Alegria district,
Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 341-J, 72 p.
- MOORE, S.L. - 1969 - Geology and Ore Deposits of the Antonio dos Santos,
Gongo Soco and Conceição do Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Bra-
zil: U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 341-I, 50 p.
- NAGGAR, M.H. & ATHERTON, M.P. - 1970 - The Composition and Metamorphic
History of Some Aluminium Silicate-Bearing Rocks from the Aureoles
of the Donegal Granite: Jour. of Petrology, 11, p. 549-589.
- PIRES, F.R.M., FREITAS, C.O., PALERMO, N. & SARCIA, M.N. - 1983 - Geolo-
gia e Gênese dos Depósitos de Topázio do Distrito de Ouro Preto, Mi-
nas Gerais. II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais, p. 283-
-296, Belo Horizonte.
- PIRES, F.R.M., PALERMO, N. & SARCIA, M.N. - 1984 - Análise de Deforma-
ção e Revisão Lito-estratigráfica do Supergrupo Minas no Sinclinal
Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, MG: 333º Congr. Bras. Geol., Anais,
p. 3151-3165, Rio de Janeiro.
- PITCHER, W.S. e READ, H.H. - 1963 - Contact Metamorphism in Relation to
Manner of Emplacement of the Granites of Donegal, Ireland: Jour. of
Geol., 71, p. 261-
- REEVES, R.G. - 1966 - Geology and Mineral Resources of the Monlevade and
Rio Piracicaba Quadrangles, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey
Prof. Pap. 341-E, 58 p.
- SIMMONS, G.C. - 1968 - Geology and Mineral Resources of the Barão de Co-
cais area, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 341-H,
46 p.
- SHARMA, R.P. - 1979 - Origin of the Pyrophyllite-Diaspore Deposits of
the Bundelkhand Complex, Central India: Min. Deposita, 14, p. 343-352.
- WALLACE, R.M. - 1965 - Geology and Mineral Resources of the Pico do Ita-
birito district, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey Prof. Pap.
341-F, 68 p.
- ZEN, E-An - 1961 - Mineralogy and Petrology of the System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$
in some pyrophyllite Deposits of North Carolina: Am. Miner., 46, p.
52-66.

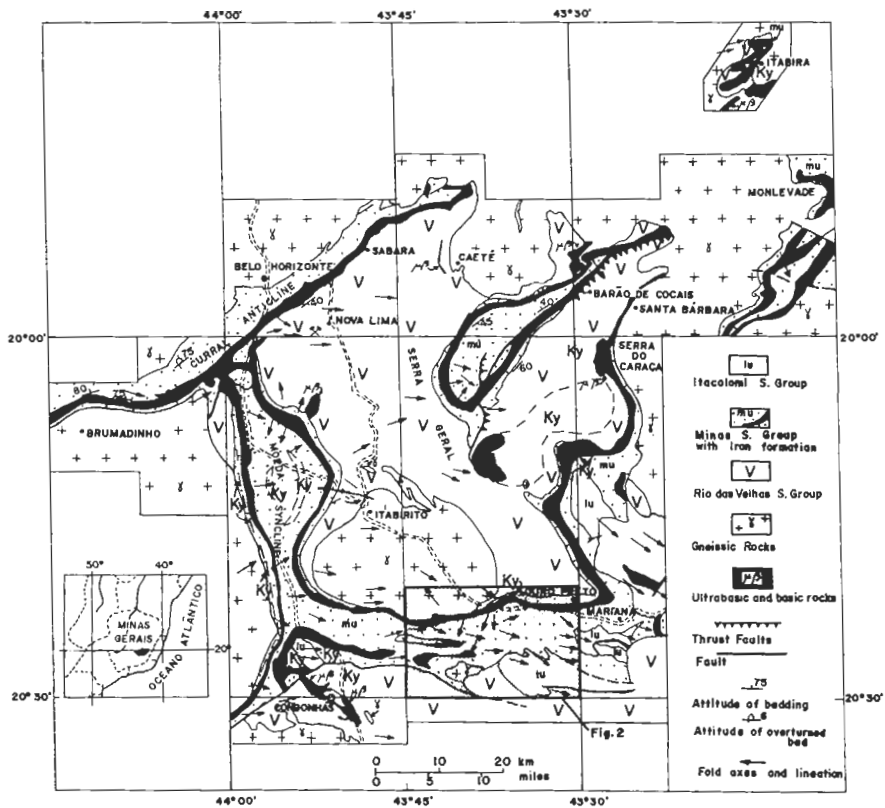


FIG. 1 - Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero indicando os depósitos de cianita e a área estudada (Fig. 2). Modificação de Dorr, 1969.

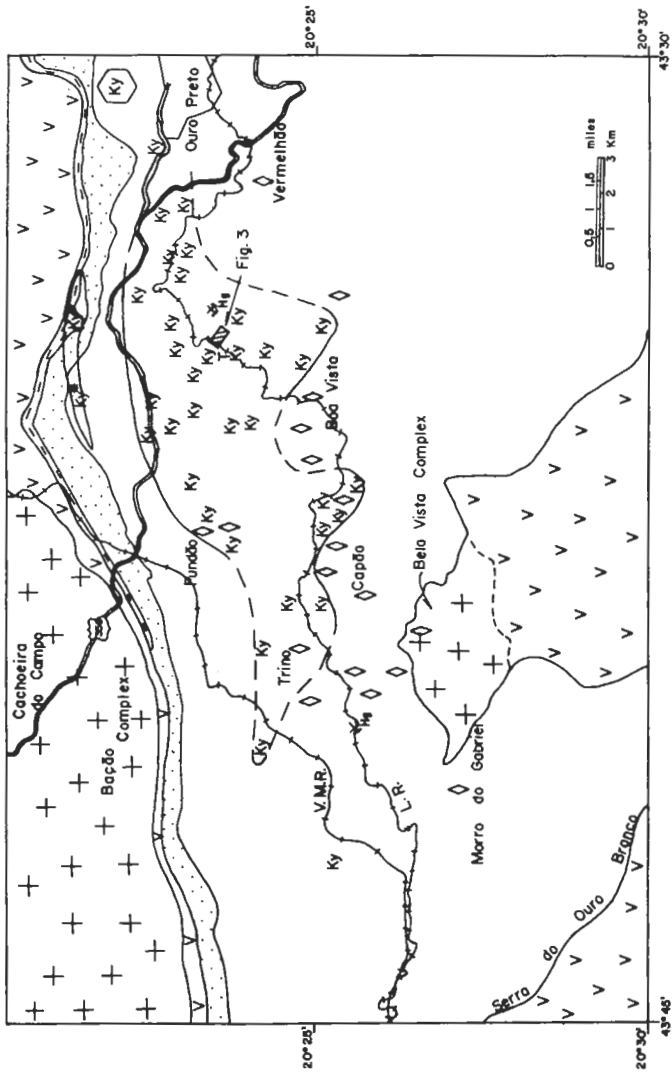


FIG. 2 - Mapa do Distrito de Ouro Preto mostrando a distribuição dos depósitos de cianita limitados pela isógrada e a posição do depósito de Irês Cruzes (Fig. 3). Símbolos: vide texto.

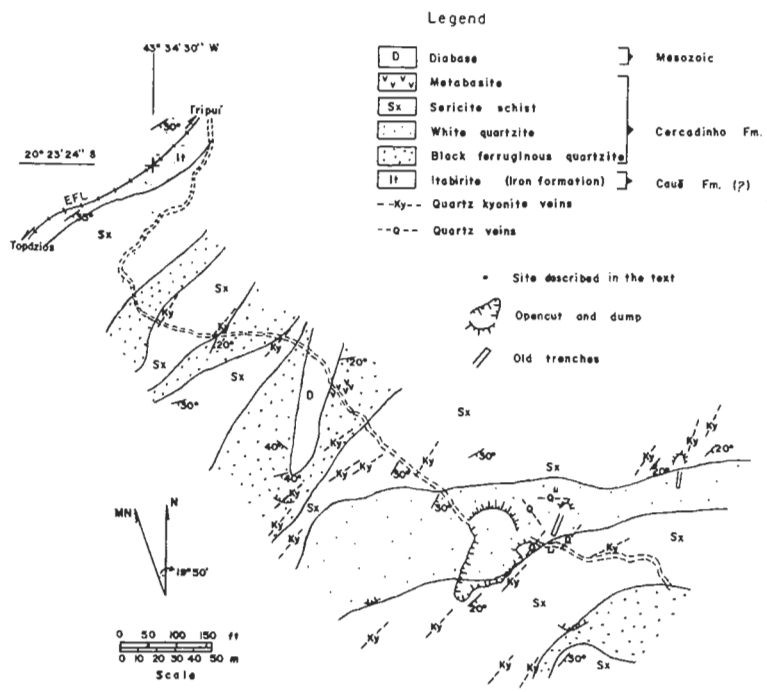


FIG. 3 - Mapa Geológico do Depósito de cianita de Três Cruzes.

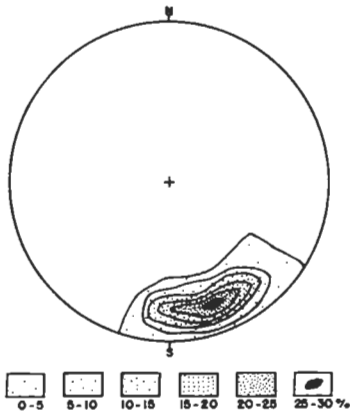


FIG. 4 - Estereograma mostrando a concentração dos eixos₃-C dos cristais de cianita, formando L₂-mineral, nos veios. Máximo: 160°

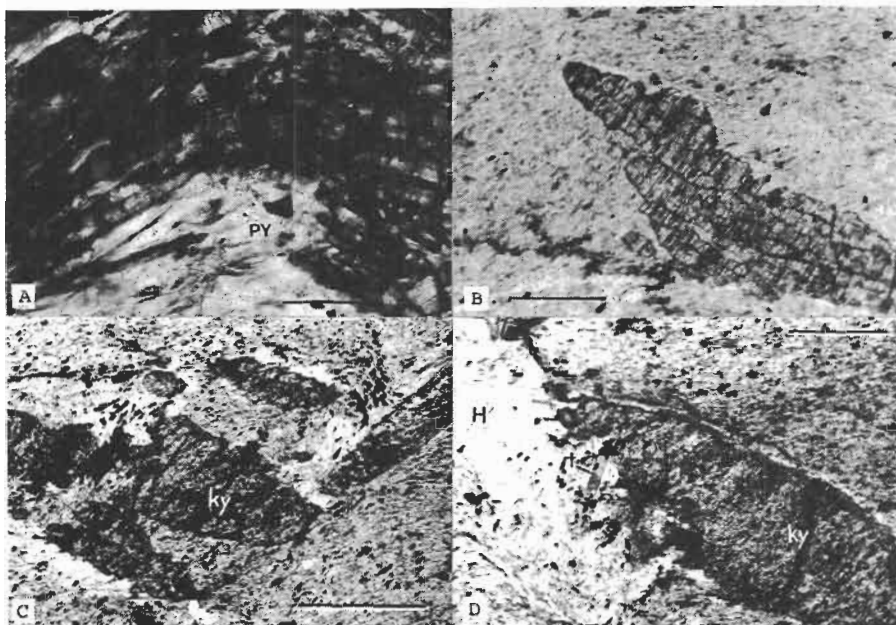


Fig.5.A) Cristais de cianita no ciânitito fortemente orientado segundo S_2 -xistosidade e recurvados segundo F_3 . (PY)Pirofilita na parte inferior. Barra=0,2 ; B) Porfiroblasto de cianita sin- ou tardi-cinemático em relação a D_2 , reorientado segundo L_3 -lineação. Barra=0,1 ; C) Ataque hidrotérmal sofrido pela cianita. Barra= 0,1mm. D) Corrosão hidrotérmal (H) da cianita com reprecipitação de turmalina (t), quartzo e muscovita. Barra = 0,1mm.

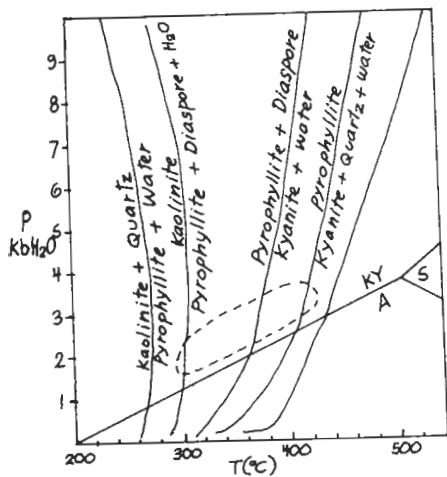


FIG. 6 - Curvas de estabilidade do sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Hemley et alii, 1987) e a possível situação da área estudada.

DADOS PRELIMINARES SOBRE A GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES DO DISTRITO AURÍFERO DE DIAMANTINA -MG

Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves e Alexandre Uhlein
Centro de Geologia Eschwege -UFMG

RESUMO

Os depósitos de ouro da região de Diamantina são conhecidos desde o início do século XVIII. As atividades de lavra do ouro, porém, só foram intensas até 1730, quando descobriram-se os diamantes. O ouro primário está associado a sulfetos, óxidos de ferro e rutilo nos veios de quartzo. Esses veios ocorrem cortando filitos do "nível D" da Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço-Proterozóico Médio). Os principais depósitos da área são as antigas minas das "Mil Oitavas" e da "Pururuca", situadas na periferia da cidade de Diamantina. Os veios de quartzo aurífero possuem 50-100cm de espessura e as mineralizações associadas caracterizam-se por uma distribuição extremamente errática do metal, que pode alcançar até 100ppm. Um controle estrutural para os veios de quartzo auríferos pode ser assumido.

ABSTRACT

The gold deposits of Diamantina region are known since the beginning of the XVIII Century. The activity of gold washing was intense until 1730, decreasing after that rich diamondiferous deposits were discovered. The primary gold is associated with sulphides, iron oxides and rutile in quartz veins. These veins occur cross cutting the phyllites of "D nível" of Sopa Brumadinho Formation (Espinhaço Supergroup-Middle Proterozoic). The main deposits are "Mil Oitavas" and "Pururuca" mines, which are now part of peripheric region of Diamantina town. The gold-bearing quartz-veins have 50-100 cm of thickness. The mineralization is characterized by an extremely irregular distribution of the metal, which can reach 100ppm. A structural control for the principal gold-quartz veins can be assumed.

1 - INTRODUÇÃO

A mineração de ouro nos limites e arredores da cidade de Diamantina é uma vocação herdada desde os tempos coloniais. Foi exclusivamente devido aos ricos aluviões do pequeno Ribeirão Tijuco e de seu receptor, o Rio Grande, que o Arraial do Tijuco (atual Diamantina) foi estabelecido no início do século XVIII. Somente por volta de 1730 foram descobertos diamantes na região e com o desenvolvimento de sua mineração, o ouro foi gradualmente perdendo importância.

O "Distrito Aurífero de Diamantina" compreende uma faixa de forma aproximadamente elíptica de direção NW-SE que abrange no seu centro a cidade homônima (Figuras 1 e 3). A cidade de Diamantina dista 290Km de Belo Horizonte, pela BR-367, ocupando uma pequena porção na parte central da Serra do Espinhaço Meridional. O mapeamento geológico da região de-

envolveu-se entre as coordenadas 18°12'00" de latitude sul, e 43°38'30" de longitude oeste (Figura 3), sendo utilizado como base original aerofotos na escala 1:25.000 do DNP/CPRM, de 1979.

Atualmente o Ribeirão Tijucu está parcialmente aterrado e a fonte exibida ao lado da prefeitura de Diamantina é um pequeno resquício de suas águas. O Rio Grande também encontra-se totalmente assoreado. Os vestígios da fase inicial de mineração aurífera limitam-se às grandes escavações a céu aberto nos locais onde foi extraído ouro de depósitos primários, como nas lavras da "Pururuca", (a sul da faixa), da "Grupiara" (cabeceras do Ribeirão Tijucu) e das "Mil Oitavas" (próximo a borda norte da faixa). Depósitos elúvio-coluvionares ainda são trabalhados primitivamente em toda região e recentemente vem sendo tentada a reabertura da galeria no filão das "Mil Oitavas". Alguns serviços semi-mecanizados com utilização de bombas-de-sucção e "sluice-boxes", ainda relavam aluviões do Rio Grande, no local denominado "Palha", a sudeste da cidade, e no Ribeirão da Prata, a sul.

2 - ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A paisagem geomorfológica da Serra do Espinhaço compreende "hogbacks", escarpas escalonadas e planaltos ondulados (Freiberg, 1932 in Pflug, 1965). Existe quase sempre uma transição de relevo mais acidentado (representado por quartzitos bastante fraturados), caracterizado por cristas longas e vertentes escarpadas e pedregosas, para regiões de relevo suavemente ondulado, constituídas por filitos.

Na área pesquisada, estes aspectos litológicos acima descritos são controladores do modelado, sobressaindo-se, além disso, superfícies de aplainamentos escalonadas em diversos níveis, associadas a um encrostamento ferruginoso (canga). Assim, existe a NE da área uma superfície de aplainamento com altitude de 1400m protegida por canga laterítica, já parcialmente desgastada pelos processos erosivos. A cidade de Diamantina situa-se no flanco leste de uma elevação assimétrica e convexa, sustentada por laterita, com altitude de + 1.300m e constituindo uma segunda superfície de aplainamento, formada, provavelmente a partir do desmantelamento da primeira. Entre as duas regiões mencionadas existe uma porção ondulada (cotas de 1200m), onde a drenagem holocênica está atuando com intensidade, ampliando os processos erosivos.

As lateritas são de cor vermelho e preto, com fragmentos de filito, quartzo e mais raramente quartzito, cimentados por óxidos de ferro. O hábito é geralmente botrioidal ou mamelonar. Eventualmente podem ocorrer verdadeiros conglomerados ou brechas cimentados por óxidos de ferro, com 30 a 50 cm de espessura.

3 - ESTRATIGRAFIA

A coluna estratigráfica da área, assim como o mapa geológico, são mostrados nas figuras 2 e 3. A unidade mais antiga é representada pelo Supergrupo Rio Paraúna, de idade arqueana (Fogaça et alii, 1984). Desta sequência, apenas sua porção de topo é reconhecida na região (Grupo Costa Sena), subdividida nas formações Barão do Guaicui (quartzito-mica xistos com cianita e lazulita) e Bandeirinha (quartzitos micáceos a puros, laminados ou maciços e de coloração branca a rósea). Estas unidades afloram no sul da área, com os xistos ocorrendo no fundo do vale da Fazenda Formação ou então como cristas salientes, alongadas norte-sul. São recobertos concordantemente pelos quartzitos, os quais mostram-se micáceos, cianíticos na base, e brancos e puros no topo. Afloram numa região suavemente ondulada, onde sobressaem "inselbergs" quartzíticos. Nesta região, o Supergrupo Rio Paraúna provavelmente constituiu um alto topográfico durante a sedimentação do Supergrupo Espinhaço. Isto pode ser deduzido a partir da altitude exibida pelo embasamento em relação aos quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho, a sudeste da área, sugerindo um controle moldado por fatores paleomorfológicos. Por outro lado, ao norte

de Diamantina a Formação Bandeirinha ocorre como uma cunha tectônica alojada entre as unidades da Formação Sopa-Brumadinho.

O Supergrupo Espinhaço, do Proterozóico Médio, é representado na área por sua porção basal, compreendendo as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Pflug, 1968); nesta ainda reconhecem-se os "níveis" D e E (Schöll & Fogaça, 1979). A Formação São João da Chapada é constituída por quartzitos brancos, micáceos ou puros com estratificações cruzadas de pequeno a médio porte e raras intercalações decimétricas de filitos. Os afloramentos são arrasados, numa região plana e suavemente ondulada. O "nível D" da Formação Sopa-Brumadinho é a mais importante unidade, pois nele se encaixam as mineralizações auríferas do distrito. Mostra sericitita filitos de coloração cinzenta, prateada, avermelhada ou esverdeada, quartzosos, às vezes enriquecidos em ferro ou ainda grafitosos. As minas estudadas e todos os trabalhos elúvio-coluvionares situam-se sobre estes filitos. Numerosas intercalações de quartzitos, algumas de espessura considerável (até 5 metros), ocorrem neste nível; são brancos ou avermelhados, finos e localmente ferruginosos. O nível E da mesma formação é constituído por quartzitos brancos de granulometria fina a grosseira com intercalações métricas de filitos e quartzitos conglomeráticos. Compõem ainda este nível quartzitos com bandas ferruginosas concordantes com o acamamento ou com "Nódulos" esparsos da mesma espécie. Estratificações cruzadas tabulares de médio porte (até 5 metros) são comuns; marcas de ondas preservam-se apenas localmente. Pequenas lentes de metaconglomerado monomítico, com seixos de quartzo, também foram notadas na área.

Inúmeras ocorrências de filito hematítico foram verificadas na área estudada. Distinguem-se dos filitos sedimentares do "nível D" por serem mais escuros até pretos, ausência ou pobreza em quartzo e pela existência de característicos pseudomorfos de feldspato sericitizados. Ocorrem isoladamente, como pequenos morros mais elevados que os quartzitos ou filitos encaixantes, assemelhando-se a pequenos "plugs", sills ou ainda diques de origem vulcânica. São constituídos por sericitita, hematita abundante, rutílo e turmalina, e muitas vezes são recobertos por uma crosta ferruginosa e/ou manganêsífera. Em vários locais próximos a cidade de Diamantina, pequenos depósitos de manganês deste tipo, originados por enriquecimento supergênico, estão atualmente sendo lavrados, relacionando-se à presença de espessartita nos filitos hematíticos.

Foram ainda verificados durante o mapeamento alguns diques de rocha metabásica, consideradas de idade pós-Espinhaço. O único corpo mapeável encontra-se no extremo sul da área, no vale do Córrego Formação.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

O Supergrupo Rio Paraúna, constituído por xistos e quartzitos, mostra dois planos de xistosidade, S_1 e S_2 , nas litologias quartzíticas. A S_1 é subparalela ao S_0 e de ocorrência localizada. A S_2 faz um ângulo forte com o acamamento, sendo a xistosidade predominante na área. Nos xistos, observa-se uma foliação predominante, com atitude semelhante à S_2 dos quartzitos. As lineações desta unidade são lineações minerais (sericitita e cianita) orientadas para leste, com mergulho variável de 20 a 50°. As dobras são pouco expressivas, reduzindo-se a pequenas ondulações de eixo norte-sul.

Os quartzitos e filitos do Supergrupo Espinhaço mostram poucas estruturas plásticas, comportando-se a estrutura maior, como um homoclinial. Os quartzitos do Espinhaço mostram uma xistosidade (S_1) conspícua que corta o acamamento (S_0). Esta foliação está orientada N10-20W e mergulha 50 a 70° para NE. Os filitos mostram S_1 mergulhando igualmente para NE, aproximadamente paralela ao acamamento, configurando uma nítida refração em função da variabilidade do material original. Observa-se ainda uma clivagem de crenulação ou de fratura (S_2) nas litologias incompetentes e que está orientada N10W; 70SW.

As dobras do Supergrupo Espinhaço observadas na área, são abertas,

levemente simétricas ou assimétricas, com vergência para oeste, e apresentando S_1 como clivagem de plano-axial. Nas litologias filíticas observam-se dobras relativas a D_2 , com vergência para leste e estilo assimétrico, simétrico ("chevron") e ainda dobras em caixa, associadas a "Kink bands" conjugados. As lineações caracterizam-se principalmente por alongamentos minerais (sericita e agregados de minerais ferruginosos) orientados segundo N80E; 60º e uma lineação de crenulação na forma de corrugamentos, representada pelos eixos de microdobras milimétricas e cuja orientação pouco varia em torno de norte-sul.

Os falhamentos inversos são responsáveis por inversões estratigráficas, colocando rochas do Supergrupo Rio Paraúna sobre rochas do Supergrupo Espinhaço. Possuem orientação aproximadamente norte-sul com mergulho do plano de falha para leste, mais ou menos paralela ao acamamento (20 a 35º) indicando um sentido de transporte tectônico de leste para oeste. Vários outros falhamentos de menor importância no contexto estrutural da área são responsáveis pelos deslocamentos e abatimentos de blocos, configurando a disposição atual das unidades. Estas falhas de direção aproximada E-W, foram determinadas por lineamentos nas aereofotos e pequenos rejeitos aparentemente direcionais.

O diagrama de fraturas (Fig.5) mostra uma direção preferencial (N10 20W), concordante com a principal direção estrutural e que deve representar fraturas bc, paralelas aos eixos das dobras.

5 - MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Dezenas de grandes sulcos a céu aberto podem ser observados quando se chega a Diamantina pela BR-367. Eles representam antigas lavras auríferas de minério primário ou seus elúvios e colúvios, minerados desde os tempos coloniais. Galerias antigas são mais raras, porém, dentro ou ao redor de Diamantina, pelo menos 8 delas ainda podem ser localizadas. Na figura 6 estão assinaladas os principais locais onde grandes escavações atestam que já foram minerados em larga escala. Dentre estas destacam-se a Mina das Mil Oitavas e a Pururuca.

A "Mil Oitavas", a NW de Diamantina, consiste em dois grandes sulcos paralelos, de direção N65E, com cerca de 100m de extensão, por 25m de largura e 15m de profundidade máxima. Esta mina apresenta as melhores exposições de quartzo aurífero. Na base de uma das paredes íngremes, encontra-se uma galeria com aproximadamente 12m de extensão, orientada norte-sul (Foto). O filito é de cor cinza médio, grafitoso, mostra-se sempre alterado, o que contribui para inúmeros desmoronamentos das paredes da mina. Mostra um bandamento composicional realçado por diferença de cor (So) aparentemente sub-paralelo à xistosidade (N 20W; 40NE). Esta superfície mostra L, orientada N70E; 40º (orientação de mica e agregados de minerais ferruginosos), a qual mostra-se dobrada em estilos variados, principalmente em "chevron". Superimposto, ocorre lineação de crenulação com orientação N10W; subhorizontal. Os veios de quartzo observados, descontínuos e com espessura média de 15cm, preenchem os planos axiais destas dobras cuja orientação é aproximadamente N10W; 70SW.

Na Pururuca, a SE da cidade, também duas escavações ainda são observadas; a primeira possui quase 50m de extensão, largura de 40m e profundidade em torno de 15m, enquanto a segunda é circular, estreitando-se a norte, com cerca de 70m de diâmetro e quase 30m de profundidade. Próximo ao centro da cidade, contornado pela Av. Francisco Sá, acha-se um morro denominado "Grupiara", nascente do ribeirão Tijucó, onde cortes verticais e vestígios de duas galerias parcialmente desmoronadas indicam a antiga mineração de ouro no local (Felício dos Santos, 1868). Outras galerias abandonadas podem ser observadas nas atuais instalações do Centro de Geologia Eschwege (Rua da Glória); nos fundos do Museu do Diamante, no centro da cidade; na Chácara do Orlandim próximo ao Rio Grande; em uma residência em frente ao Colégio Mata Machado; e na Fazenda das Bicas, a sul da cidade (Fig.6). Também nos locais deno-

minados Brazão, a sul da Pururuca; Paula Vieira, na entrada da cidade; e no "Cazuza", às margens da rodovia principal, consta-se que já houve mineração de ouro em larga escala (Moraes et alii, 1937).

As mineralizações primárias do Distrito Aurífero de Diamantina caracterizam-se por estarem associadas a um enxame de veios transversais às camadas, cortando os filitos da base da Formação Sopa-Brumadinho. É interessante ressaltar que todos antigos lavrados situam-se em locais onde os filitos são cinzentos e grafitosos. Os filões auríferos tem es pes ura variável, a maioria de escala decimétrica ou métrica.

Uma origem sedimentar para os sericita filitos da Formação Sopa-Brumadinho está razoavelmente bem configurada. Contatos com as unidades inferior e superior, quando estratigráficos, e as numerosas intercalações de quartzitos corroboram esta hipótese. A existência adicional de delgados níveis grafitosos concordantes com a foliação principal (S₁), permitem inferir para os metapelitos deste nível um ambiente marinho restrito com intensa atividade orgânica, resultando em deposição em zona redutora. Neste ambiente, o H₂S resultante da decomposição da matéria orgânica agiria como agente fixador dos íons em solução, provocando a deposição química de sulfetos (?) e do ouro (precipitação coloidal). A fonte do metal deve estar relacionada à lixiviação de níve is auríferos do embasamento.

Desta forma, aceitando-se que o ouro se apresente disseminado socioeconomicamente na sequência pelítica, durante os processos de deformação e metamorfismo ele pode ser remobilizado concomitantemente à segregação dos veios de quartzo, formando assim depósitos restritos, porém com altos teores. A importância do metamorfismo regional na formação do ouro em depósitos epigenéticos foi recentemente delineada por Saager et alii (1982).

A mineralogia dos filões é extremamente simples. Constituem-se essencialmente de óxidos de ferro, onde se destaca a hematita especular e magnetita, associados ao rutilo. Este apresenta-se em bem formados cristais prismáticos (geminção "em joelho" é comum), transparentes, es triados e de coloração amarelo-alaranjada. O ouro encontra-se sob a forma de delgadas crostas visíveis a olho nu, disseminadas em fraturas ou ainda preenchendo cavidades tipo "box-works". Informações verbais de garimpeiros revelaram que pepitas de até 5mm não são raras de serem encontradas. Intercalados aos veios de quartzo ocorrem níveis argilosos cor de ocre ("barroca", para os garimpeiros), que também se revelam auríferos. Esses níveis limoníticos provavelmente constituem minerais sulfetados já totalmente hidroxidados, fato corroborado pela existência de cavidades cúbicas (até 1cm) preenchidas com este material, frequentemente observadas em quartzos de veios encaixantes das mineralizações. Estudo de minerais pesados nos filitos encaixantes não revelou a presença de rutilo ou ouro. A presença anômala deste último, no entanto, parece ser patente e análises químicas estão sendo realizadas visando definir o comportamento deste metal.

Na maioria das vezes os veios de quartzo ocorrem segundo planos de fraturas orientadas N20W, as quais mostram-se paralelas aos planos axiais de pequenos dobramentos (fraturas segundo o plano bc). Isto indica que a percolação durante a segregação metamórfica se deu concomitantemente à deformação. Esta remobilização dos veios de quartzo para a zona fraturada de charneira das dobras parece ser um importante fator para as concentrações auríferas na "Pururuca" e em vários outros antigos lavrados. Na "Mil Oitavas", a galeria atualmente escavada também segue esta direção, porém, as antigas escavações mostram direções em torno de N65E, o que poderia representar um preenchimento de zonas de fraturamento que coincidem aproximadamente com o plano ac do dobramento.

A semelhança de outros depósitos do mesmo tipo (p.ex. São João Del Rei; Karfunkel et alii, 1984), as mineralizações apresentam uma distribuição errática e irregular dos teores. Em alguns locais mais ricos, os teores são extremamente elevados, podendo atingir até 80-100g/ton (inf verbal do Sr. Bartolomeu Lopes da Silva, chefe do serviço da "Mil Oita

vas"). Entretanto as formas geométricas variadas e as múltiplas ramificações dos veios, associados aos teores irregulares, dificultam a cubagem não permitindo uma lavra segura e prolongada dos depósitos. Conseqüentemente, os serviços continuam limitando-se a garimpos intermitentes.

Depósitos secundários ocorrem em elúvios-colúvios, aluviões recentes e terraços antigos ("grupiaras") da área. A cobertura elúvio-laterítica sobre o substrato metamórfico em vários locais dá mostras de ter sido lavrada em grande escala e ainda hoje "faísca-se" ouro nesses terrenos. Pretende-se, com a continuidade dos trabalhos, analisar geologicamente as crostas lateríticas que recobrem as áreas de ocorrência do "nível D", procurando caracterizar algum tipo de reconcentração de ouro por influência supergênica, conforme já descrito para os depósitos da Baixada Cuiabana (Santos, 1984) e da região de Gentio do Ouro, Bahia (Carvalho, 1984).

Quanto aos aluviões, estes encontram-se praticamente esauridos e o que se verifica é a relavagem de um material que já vem sendo trabalhado desde os tempos coloniais.

6 - CONCLUSÃO

A potencialidade aurífera da fácies filítica da Formação Sopa-Bru-madinho é inegável, principalmente na região que constitui o Distrito Aurífero de Diamantina. Em outros locais, como na Ponte de Biribiri e na localidade de Pau de Fruta (próximo à represa que fornece água à cidade), consta que veios de quartzo aurífero também já foram explorados em rochas do mesmo nível. Como a cidade se expandiu ocupando grande parte do distrito aurífero, torna-se extremamente difícil a execução de serviços planejados de lavra nessas áreas. Os locais onde se situam a Mina da Mil Oitavas e da Pururuca, porém, ainda estão praticamente desabitados e compensariam uma prospecção racional, inclusive visando detectar novos filões.

Apesar da irregularidade das concentrações de ouro nos veios, um alto teor médio pode ser estimado. Nas Mil Oitavas, o rendimento do garimpo na última vez em que foi trabalhado (1956-1957) era de aproximadamente 1kg de ouro por mês. Isto faz prever um teor para o filão aurífero de pelo menos 80g/t, o que é confirmado por todos que trabalharam na antiga mina, tendo inclusive merecido um editorial do Estado de Minas (20/10/1982), onde o célebre Djalma Guimarães é citado como analisador de amostras do local a pedido do então proprietário, na década de 40. Pela quantidade de material removido das duas escavações a céu aberto que constituem a jazida (aceitando-se que os veios de quartzo aurífero ocupem apenas 5% do volume total da rocha), acredita-se que cerca de 600kg de ouro já foram extraídos do local. Na Pururuca, os serviços são mais antigos e não existem dados plausíveis sobre sua exploração. O volume de material removido, porém, permite supor que uma quantidade equivalente de minério já foi extraído.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos aos alunos das várias escolas de geologia do Brasil que participam dos estágios de mapeamento geológico oferecidos pelo Centro de Geologia Eschwege e colaboraram neste trabalho.

À Srta. Martinha pelos serviços de datilografia, e aos demais funcionários e professores do CGE, estendem-se também, sinceros agradecimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CARVALHO, I.G. (1984) - Mineralizações Auríferas de Gentio do Ouro (Bahia): Características Micromorfológicas. An.339 Congr.Bras.Geol. Rio

de Janeiro, vol.8, p. 4024-4040.

- FELÍCIO dos SANTOS, J. (1868) - Memórias do Distrito Diamantino da Comarca de Serro Frio. Tipografia Americana, Rio de Janeiro, 438p.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, M.D. (1984) - Estratigrafia da Sequência Supracrustal Arqueana na Porção Mediana-Central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An. 33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, vol.6 p. 2654-2667.
- KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M. & MONTEIRO, A.M.F. (1984) - Notas Sobre as Ocorrências Auríferas da Região de São João Del Rei, Minas Gerais. An. 33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, vol.8, p. 3997-4005.
- MORAES, L.J.; BARBOSA, O.; LISBOA, J.M.A.; LACOURT, F.; GUIMARÃES, D. & SOUZA, M.C.A. (1937) - Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Bol.19, 192p.
- PFLUG, R. (1965) - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Bol. 226, 55p.
- PFLUG, R. (1968) - Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina - DNPM/DGM, Rio de Janeiro, Not.Prel.Est. 142, 20 p.
- SAAGER, R.; MEYER, M. & MUFF, R. (1982) - Gold Distribution in Supracrustal Rocks from Archean Greenstone Belts of Southern Africa: Metallogenic and Geochemical Implications. Econ.Geology, 77: 1-25.
- SANTOS, J.F.dos (1984) - O Ouro Elúvio-Laterítico de Jatobá-MT. An.33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, vol.8, p. 4012-4023.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina (MG). Atas do I Simp. Geol. de Minas Gerais Diamantina, p.55-73.

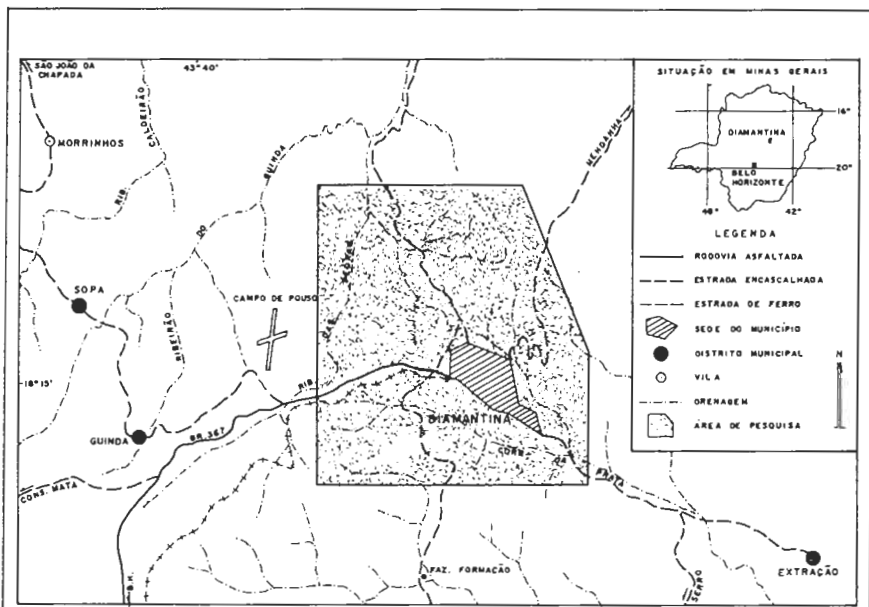


FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO.

IDADE	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	LITOLOGIA
CENOZÓICO	X X X X X X X	ALUVIÕES RECENTES; COBERTURAS ELÚVIO-COLUVINARES, LATERITA; LOCALMENTE CANGA.
PROTEROZÓICO MÉDIO	ESPINHAÇO	NÍVEL 'E' (~150 m): QUARTZITOS PUROS OU MICÁCEOS, BRANCOS, FERRUGINOSOS, ÀS VEZES CONGLOMERÁTICOS COM PEQUENAS INTERCALAÇÕES DE FILITOS E METACONGLOMERADOS MONOMÍTICOS, DIQUES E SILLS DE FILITO HEMATÍTICO.
	FM. SOPA-BRUMADINHO (~220 m)	NÍVEL 'D' (~70 m): FILITOS QUARTZOSOS, SERICÍTICOS ENRIQUECIDOS EM HEMATITA OU GRAFITOSOS, COM INTERCALAÇÕES DE QUARTZITOS.
ARQUEANO	FM. S. JOÃO DA CHAPADA (~50 m)	QUARTZITOS BRANCOS, PUROS OU MICÁCEOS COM INTERCALAÇÕES DE FILITOS.
	FM. BANDEIRINHA (~55 m)	QUARTZITOS MICÁCEOS, COM CIANITA, INTERCALAÇÕES DE XISTOS E FILITOS QUARTZOSOS, QUARTZITOS PUROS, METACONGLOMERADOS MONOMÍTICOS.
	FM. BARÃO DO GUAICUÍ	QUARTZO-MICA XISTOS COM CIANITA E LAZULITA, E INTERCALAÇÕES DE XISTO VERDE.

FIGURA 2: COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DA CIDADE DE DIAMANTINA-MG

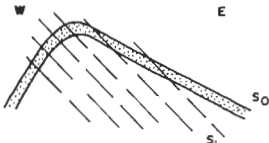
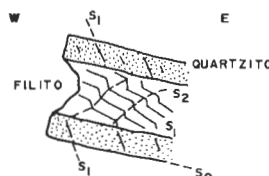
FASE ELEMENTOS ESTRUTURAIS	D ₁	D ₂	
TIPO DE CLIVAGEM	ARDOSIANA OU XISTO- SIDAOE: S ₁ N20W: 60NE	CREMULAÇÃO OU FRATU- RA: S ₂ N10W: 70 SW	
VERGÊNCIA	OESTE	LESTE	
LINEAÇÃO	L MINERAL N80E, 60°	L DE CREMULAÇÃO N10W, SUBHORIZONTAL	
EIXO DE DOBRAMENTOS	N20W, CAIMENTO PEQUENO.	N10W, CAIMENTO SUAVE.	
TIPOLOGIA DAS ODBRAS	ABERTAS ASSIMÉTRI- CAS COM PLANO AXI- AL ÍNGREME.	ASSIMÉTRICAS AMBULA- LARES SIMÉTRICAS (CHEVRON) E "KINKS" CONJUGADOS (DOBRA- MENTO DA S ₁ .)	
INTENSIDADE	QUARTZITOS E FILITOS	FILITOS	

FIGURA 4 : EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO DE DIAMANTINA - MG.

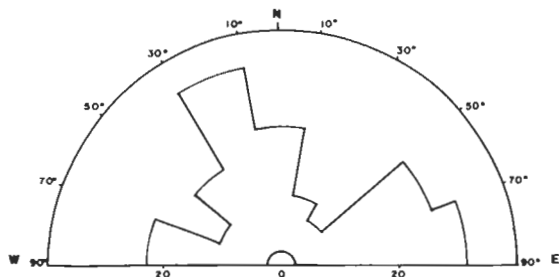
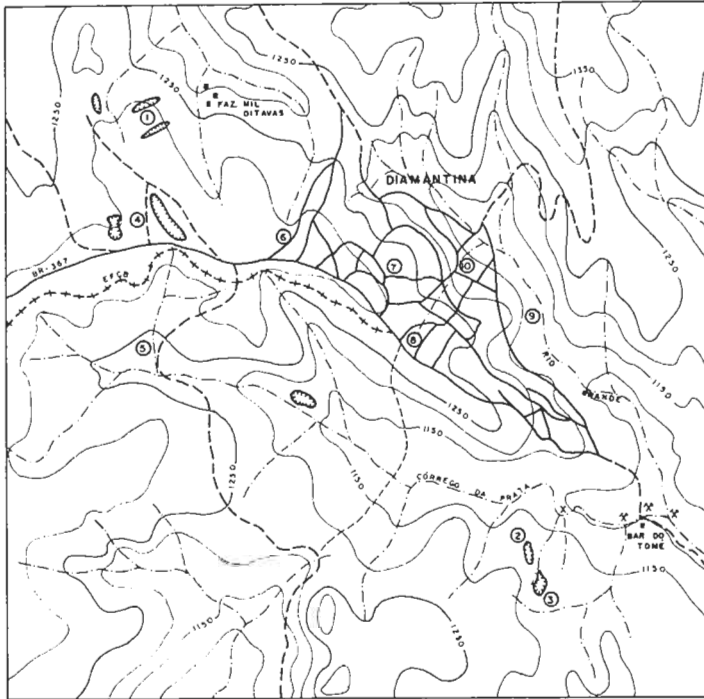


FIGURA 5 : DIAGRAMA DE FRATURAS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO (FORMAÇÕES SÃO JOÃO DA CHAPADA E SOPA-DRUMADINHO-NÍVEL E) NA REGIÃO DE DIAMANTINA. NÚMERO TOTAL DE MEDIDAS : 220 FRATURAS.



"LEGENDA"

—	ESTRADA PAVIMENTADA	①	MIL DITAVAS
- - - -	ESTRADA ENCASCALHADA	②	PURURUCA
- - - -	TRILHA, CAMINHO	③	BRASÃO
- - - -	ORÇAGEM	④	CAZUZA
	CURVA DE NÍVEL	⑤	FAZ DAS BICAS
—+—+—+—	ESTRADA DE FERRO	⑥	PAULA VIEIRA
✕	LAVRA EM ALUVIÃO	⑦	RUA DA GLÓRIA
		⑧	GRUPIARA
		⑨	CHÁCARA DO ORLAMOIM
		⑩	RIBEIRÃO TIJUCO
			ANTIGAS ESCAVAÇÕES

0 500 1000 M

FIGURA 6 : LOCALIZAÇÃO DE ANTIGAS LAVRAS DE OURO NA REGIÃO DE DIAMANTINA - MG .



FOTO 1 - Vista geral da Mina das "Mil Oitavas"



FOTO 2 - Entrada semi-soterrada da Galeria da Mina das "Mil Oitavas"



FOTO 3 - Filitos com níveis grafitosos, dobrados e com fraturas preenchidas por quartzo.

GEOLOGIA E DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS DA REGIÃO DE SOPA, DIAMANTINA, MG

I.A. Dossin, M.L.S. Carneiro Chaves e A. Uhlein

Centro de Geologia Eschwege - UFMG

Carlos José de Souza Alvarenga

Fundação Universidade Federal do Mato Grosso - FUFMT

RESUMO

Este trabalho apresenta o mapeamento geológico na escala 1:25.000 efetuado em uma área de 180 km², correspondendo à Quadrícula de Sopa, localizada a oeste de Diamantina, Serra do Espinhaço Meridional. A unidade mais antiga, Supergrupo Rio Paraúna (Arqueano) é formada por uma sequência de quartzitos micáceos e xistos. O Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) ocorre separado por discordância angular, representado na área pelo Grupo Diamantina, dividido nas formações São João da Chapada (quartzitos), Sopa-Brumadinho (quartzitos ferruginosos, filitos, metaconglomerados e metabreccias) e Galho do Miguel (quartzitos). A Formação Sopa-Brumadinho é caracterizada por abundantes variações laterais e verticais de fácies. Os depósitos diamantíferos estão associados a níveis de metaconglomerados polimíticos e metabreccias da Formação Sopa-Brumadinho. As mais importantes lavras da região são descritas e comparadas no texto.

ABSTRACT

This paper presents the geological mapping on scale 1:25,000 effected on area of 180 square kilometers corresponding the Sopa Quadrangle, localized at west of Diamantina, Southern Espinhaço Range. The oldest unit Rio Paraúna Supergroup (Archean) is formed by a sequence of quartzites and schists. Separated by a angular unconformity, the Espinhaço Supergroup (Middle Proterozoic), is represented by Diamantina Group, divided in the São João da Chapada (mainly quartzites), Sopa-Brumadinho (quartzites, phyllites, meta-conglomerates, meta-breccias) and Galho do Miguel (quartzites) Formations. The Sopa-Brumadinho Formation is dominated by lateral and vertical facies variations. The diamondiferous deposits are associated with polimitic metaconglomerates and meta-breccias of the Sopa-Brumadinho Formation. The most important mines of the Sopa region are described and compared in the text.

1 - INTRODUÇÃO

A região diamantífera de Sopa é conhecida desde o século passado, quando os primeiros diamantes foram descobertos na "massa" ou "sopa", isto é, nos metaconglomerados, fonte secundária do diamante na Serra do Espinhaço.

Este trabalho visa apresentar os dados do mapeamento geológico em escala de semi-detalle da Quadrícula de Sopa, bem como a caracterização sistêmica das inúmeras lavras diamantíferas dessa região. A área mapeada possui 180 km² e situa-se cerca de 10 km a oeste de Diamantina (Fig.1).

2 - 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. As bases estratigráficas foram delineadas por Eschwege (1832 e 1833), incluindo também, descrições sobre os recursos minerais.

Derby (1906) introduziu o nome Série Minas para a Sequência pouco metamórfica e rica em itabiritos no centro de Minas Gerais. Em Diamantina, Derby reconheceu uma série discordante de quartzitos, mais novos que a Série Minas, os quais, posteriormente, foram denominados de Série Itacolomi por Guimarães (1931). Moraes (1929) estabeleceu que os metaconglomerados diamantíferos eram de origem flúvio-glacial e denominou-os de Formação Sopa que, juntamente com a Formação Macaúbas (paraconglomerado de origem glacial), constituiriam a Série Lavras.

Uma linha estratigráfica distinta foi introduzida por Harder & Chamberlin (1915), que compararam o quartzito basal Minas aos quartzitos da Serra do Espinhaço, idéia que foi reafirmada por Barbosa (1954).

Pesquisas de cunho mais sistemático foram iniciadas na década de 60 com os trabalhos de R. Pflug. Este pesquisador equiparou os itabiritos da Série Minas com os metaconglomerados diamantíferos da Serra do Espinhaço através de variação faciológica, indicando uma contemporaneidade entre as duas unidades. Pflug (1965), em obra clássica, definiu as bases geológicas para a Serra do Espinhaço Meridional, caracterizando as Séries Pré-Minas, Minas e Pós-Minas (Bambuí e Macaúbas) e Pflug (1968) propôs uma subdivisão estratigráfica em oito formações para os metassedimentos da Serra do Espinhaço. Importantes contribuições à sedimentologia, magmatismo, paleogeografia e evolução geológica foram levadas a efeito por orientandos do Prof. Pflug, na década de setenta, destacando-se os trabalhos de Renger (1970), Schöll (1972), Hettich (1975), Schorsch (1975), Hoppe (1978) e Hoffmann (1981), todos estes in. Dossin et al. (1984).

Um importante detalhamento estratigráfico na região de Diamantina foi levado a efeito por Schöll & Fogaça (1979) a partir dos mapeamentos geológicos do Instituto Eschwege. Neste trabalho o embasamento arqueano foi redefinido como Supergrupo Pré-Rio das Velhas (granitos e migmatitos) e Supergrupo Rio das Velhas (xistos e quartzitos) em conformidade com o Quadrilátero Ferrífero; os quartzitos e filitos que constituem a Serra passaram a ser denominadas de Supergrupo Espinhaço (ao invés de Série Minas de Pflug, 1965); e as duas formações basais de Pflug (1968), Formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho, foram subdivididas em seis níveis informalmente designados de A, B, C, D, E e F. Posteriormente Fogaça et al. (1984), efetuaram uma revisão estratigráfica no Supergrupo Rio das Velhas, preferindo adotar a denominação de Supergrupo Rio Paraúna para os xistos e quartzitos de idade pré-Espinhaço. Recentemente Dossin et al. (1984) elaboraram uma síntese sobre a geologia da Serra do Espinhaço propondo um modelo estratigráfico regional que significa, em parte, um retorno aos modelos de Derby, Guimarães e Moraes. Individualizaram o Complexo Basal, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas, Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco (Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí).

Por fim vale destacar estudos sedimentológicos de detalhe sobre a Formação Sopa-Brumadinho, na região de Diamantina, levados a efeito por Fogaça e Abreu (1982), Alvarenga (1982), assim como Abreu e Munhoz (1983).

3 - ESTRATIGRAFIA

A coluna estratigráfica da Quadrícula de Sopa está na figura 3. Duas unidades lito-estratigráficas maiores podem ser individualizadas: Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço.

3.1 Supergrupo Rio Paraúna

Utiliza-se a denominação Supergrupo Rio Paraúna para os xistos e quartzitos de idade pré-Espinhaço na porção mediana-central da Serra do Es-

pinhaço, conforme Fogaça et al. (1984). Esta mesma unidade já foi anteriormente denominada de Supergrupo Rio das Velhas por Schöll & Fogaça (1979), através de paralelização com a região do Quadrilátero Ferrífero. A idade, segundo Fogaça et al. (op.cit.), é arqueana e o metamorfismo é do fácies xisto verde.

Na Quadrícula de Sopa identificou-se apenas a Formação Bandeirinha, pertencente ao Grupo Costa Sena, unidade superior do Supergrupo Rio Paraúna. É constituída predominantemente por quartzitos de granulometria variada, cianíticos, apresentando-se micáceos, bastante xistosos ou, às vezes, puros. Localmente, pode ser encontrado xisto quartzoso com cianita em níveis decimétricos a métricos. Mostram ocorrência restrita na Quadrícula de Sopa, destacando-se duas exposições: anticlinal do Morro da Jararaca no centro sul da Quadrícula e uma faixa tectonicamente embutida na Formação Sopa-Brumadinho na porção sudeste da área. No Morro da Jararaca predominam quartzitos micáceos, rosados ou avermelhados e cianíticos. Intercalam-se delgados e localizados horizontes de metabrechas quartzíticas. Na segunda exposição predomina, na base, um nível de xistos cianíticos com 2 metros de espessura e para o topo, intercalações de quartzitos médios a grosseiros, de cor branca, puros ou micáceos, estes últimos muito xistosos. Localmente existem horizontes pouco espessos de metaconglomerados com seixos de quartzo e quartzitos e matriz quartzítica, às vezes ferruginosa. Estruturas sedimentares como estratificações cruzadas tabulares de ordem decimétricas e marcas de ondas de oscilação podem ser encontradas.

3.2. Supergrupo Espinhaço

Na região de Sopa, o Supergrupo Espinhaço está representado pelo Grupo Diamantina (Dossin et al., 1984), integrado pelas três formações inferiores de Pflug (1968). A idade do Supergrupo Espinhaço no Estado de Minas Gerais é controversa, sendo frequentemente relacionada ao Proterozóico Inferior (Pflug et al., 1980) ou Médio (Almeida et al., 1976; Hasui, 1982; Dossin et al., 1984). O metamorfismo é do fácies xisto verde.

Grupo Diamantina

Baseando-se nos aspectos sedimentológicos de suas formações, o Supergrupo Espinhaço foi subdividido por Dossin et al. (1984) em duas porções distintas, denominadas de Grupo Diamantina e Grupo Conselheiro Mata. O primeiro, integrado pelas Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, constitui a totalidade dos metassedimentos aflorantes na Quadrícula de Sopa. A ele se atribui uma deposição em ambiente marinho plataformaraso a litorâneo, com porções permanentemente expostas a ação do vento (Dossin, 1983).

Formação São João da Chapada

Suas melhores exposições constituem uma faixa irregular de direção N-S que se estende pela porção oriental da área. Ocorrências menores acontecem na porção centro-sul, nas imediações do Morro da Jararaca e no Anticlinal do Morro do Chapêu, frequentemente em contato concordante, brusco ou gradacional, e mais raramente tectônico com a Formação Sopa-Brumadinho.

A sucessão de litologias que integra a unidade é de natureza predominantemente quartzítica. São rochas de grão médio a grosseiro, muitas vezes com seixos de quartzo e quartzito arredondados de 1-2cm de diâmetro. Intercalam-se no pacote níveis de filitos decimétricos, que se tornam mais frequentes em direção ao topo, associadamente a uma diminuição no tamanho do grão dos quartzitos que se tornam finos e micáceos, caracterizando uma lenta transição para a unidade superior. Esta gradação está especialmente bem marcada no bordo noroeste do Morro do Chapêu.

Estruturas sedimentares mais comuns são estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de ordem decimétrica a métrica e marcas de onda de oscilação e assimétricas denotando sentido de transporte para N e E.

Formação Sopa-Brumadinho

Na Quadrícula de Sopa, a compartimentação interna da Formação Sopa-Brumadinho, como proposta por Schöll (1980) e Schöll & Fogaça (1979) não mostrou validade e não foi, por isto, utilizada. Optou-se, desta forma por uma caracterização litológica baseada num modelo de variações faciológicas verticais e laterais (Fig 4) que parece representar melhor as associações observadas. Foram identificadas basicamente três fácies (Fig. 3): filítica, quartzito-conglomerática e filito-paraconglomerática.

A Fácies Filítica ocorre especialmente nas porções basais da unidade, caracterizando muitas vezes o início da sedimentação da formação. A maior ocorrência desta fácies constitui uma faixa alongada que ocorre na porção leste da área, percorrendo-a em praticamente toda a sua extensão norte-sul. Outras exposições isoladas se encontram na porção sul. As relações de contato são em geral concordantes, bruscas ou de transição, seja com a Formação São João da Chapada ou com o fácies conglomerático (superior). Litologicamente tratam-se de filitos e filitos quartzosos de coloração esverdeada ou cinza-clara, com níveis centimétricos de quartzitos finos e micáceos, os quais se tipificam por estratificações cruzadas plano-paralelas da ordem de centímetros a decímetros e laminações cruzadas.

Na Fácies Quartzito-Conglomerática, sobreposta, incluem-se duas associações litológicas dominantes, que se interdigitam vertical e lateralmente com rapidez, impedindo seus registros em separado. Os termos quartzíticos ocorrem sobretudo na porção central da área, sendo caracterizadas por rochas de grão médio a grosseiro, muitas vezes de caráter ferruginoso acentuado. Neles se intercalam lâminas de filitos milimétricos. As estruturas sedimentares são laminações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e planares de baixo ângulo. Os metaconglomerados afloram especialmente nos arredores do povoado de Sopa. Dispõem-se na sequência em vários horizontes de pequena espessura (2-10m) mas contínuos lateralmente por centenas de metros. Nos tipos polimíticos, de ocorrência mais frequente e de maior interesse econômico pela presença do diamante, os seixos, arredondados a subarredondados com diâmetros de até 60cm, estão predominantemente representados por quartzitos quartzo leitoso, filitos, conglomerados, xistos verdes alterados e efusivas ácidas, além de conglomerados e itabiritos. A matriz é de natureza predominantemente quartzítica, com granulometria média a grosseira e, às vezes bastante micácea. Caracteristicamente associam-se a estes metaconglomerados polimíticos, tipos monomíticos além de quartzitos de grão fino a grosseiro, micáceos ou ferruginosos, metassiltitos e filitos (Foto 1).

A Fácies Filito-Paraconglomerática tem sua principal ocorrência na porção central da área onde aflora em exposições isoladas que mostram contato brusco ou de transição com a Fácies Quartzito-Conglomerática ou com a unidade superior, Formação Galho do Miguel. Tipificam esta fácies filitos acinzentados, metassiltitos e quartzitos micáceos de granululação fina. Intercalam-se nesta sucessão lentes de metabrechas com fragmentos angulosos, subangulosos ou subarredondados de quartzito vermelho e quartzo, com dimensões médias de 5-10 cm, em matriz predominantemente filítica ou siltítica. As brechas desta fácies são também diamantíferas (Foto 2).

Formação Galho do Miguel

Os quartzitos da Formação Galho do Miguel ocupam a maior distribuição areal na Quadrícula de Sopa. Suas maiores exposições ocupam toda a por

ção ocidental e centro-norte da área, havendo além disto ocorrências isoladas como por exemplo a do núcleo do sinclinal do Rio Pinheiro ou do extremo sul da quadrícula, além de pequenos afloramentos que permaneceram como restos (morros testemunhos) sobre a Formação Sopa-Brumadinho. Bancos de quartzitos monótonos, de grão fino a médio, raramente micáceos caracterizam a unidade. Como estruturas são comuns estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de alto ângulo e grande porte, além de marcas de onda de oscilação.

3.3 Rochas Metavulcânicas

Rochas desta natureza, na Quadrícula de Sopa, podem ser classificadas em dois tipos: vulcânicas sin-sedimentares ao ciclo Espinhaço (filitos hematíticos e xistos verdes) e vulcânicas pós-Espinhaço (metabásicas). Os filitos hematíticos são rochas tidas como de origem magmática (Renger, 1970) constituídos basicamente por sericita e óxidos de ferro (hematita e magnetita), além de rutilo, turmalina e zircão. São encontradas numa ampla região na Serra do Espinhaço Meridional, constituindo horizontes contínuos em determinados locais. Na área de Sopa as maiores exposições estão na porção nordeste da quadrícula, além de ocorrências isoladas mais a sul. Todas elas constituem corpos intrusivos parcialmente concordantes nas formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho.

Xistos verdes típicos afloram localizadamente na Quadrícula de Sopa, destacando-se o "pipe" situado na Lavra do Damásio. Constituem rochas de granulação fina, xistosas, de cor verde intenso quando não alteradas e mineralogia a base de clorita, sericita e magnetita. Acessórios importantes são turmalina, quartzo, leucóxênio, epidoto e zircão. Hoppe & Otto (1982), através de dados geoquímicos, sugerem uma origem ultrabásica para o xisto verde Damásio.

As rochas metabásicas afloram na forma de diques, geralmente preenchem os alinhamentos NW-SE, ou ainda como "sills" e pequenos "stocks". Segundo Brito Neves et al. (1979) a idade destas rochas é 1,2 a 1,0 b.a. Petrograficamente, variam de basaltos a gabros. Sua constituição é a base de anfibólios (tremolita-actinolita), epidoto-clinozoizita, leucóxênio, clorita, albita neoformada, quartzo, apatita, biotita, carbonato, etc.

3.4 Coberturas elúvio-coluvionares

Coberturas terciário-quaternárias, do tipo elúvio-coluvionares são comuns na Quadrícula de Sopa, relacionadas a superfícies de aplainamento sub-horizontais. Os aluviões quaternários são escassos, restringindo-se aos cursos d'água mais importantes.

4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 Supergrupo Rio Paraúna

Os quartzitos da Formação Bandeirinha mostram uma tectônica complexa, de difícil elucidação, em função dos seguintes aspectos: 1) litologias impróprias à preservação das fases tectônicas; 2) pequena área aflorante na Quadrícula de Sopa.

Primeiramente, os quartzitos da Formação Bandeirinha na Quadrícula de Sopa mostram uma discordância angular entre o Supergrupo Rio Paraúna e o Supergrupo Espinhaço. Os primeiros apresentam atitude do acamamento (So) de N30 a 60W; 30 NE e os quartzitos do Supergrupo Espinhaço mostram, via de regra, orientação N-S; 20E. Este padrão angular entre o So da Formação Bandeirinha e o do Supergrupo Espinhaço indica a discordância, comprovada pela ocorrência de seixos de quartzo-mica xisto (Supergrupo Rio Paraúna) em metaconglomerados ou metabrechas da base da Formação São João da Chapada, conforme descrição de Schöll & Fogaça (1979).

As deformações posteriores, evidentemente modificaram tectonicamente o contato em questão, mas isto não invalida as relações de discordância estratigráfica entre os Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço. Os quartzitos da Formação Bandeirinha mostram no mínimo duas xistosidades, S_1 e S_2 . A primeira, S_1 , menos perceptível, é sub-paralela ao acamamento (S_0) e possivelmente associada a dobras intrafoliares sem raiz, de dimensões centimétricas a decimétricas, observadas logo ao sul do Morro da Jararaca. Segundo Schöll & Fogaça (1981) a orientação desta fase (D_1) é N30-45W. A S_2 , mais proeminente que a S_1 , possui direção aproximadamente N-S;60E, mostrando-se sempre, com um mergulho maior do que S_0 .

4.2 Supergrupo Espinhaço

A principal fase do Supergrupo Espinhaço na Quadrícula de Sopa está materializada em dobras assimétricas e localmente simétricas, de várias ordens de grandeza e com eixos preferencialmente orientados norte-sul. Estas dobras (D_2) estão representadas no mapa geológico (Fig.2) e seções de detalhe (Fig.5). Dobras menores, com igual orientação, frequentemente ondulam os flancos destas dobras maiores. A clivagem de plano-axial está orientada norte-sul e com mergulho para leste variável: nos quartzitos, de 60 a 75°, e nos filitos, de 30 a 45°, caracterizando uma nítida refração em função da competência do material original. Esta estruturação é atribuída a um único esforço regional dirigido de leste para oeste (Pflug, 1965).

Uma fase anterior a esta, foi identificada por Schöll & Fogaça (1981) na Quadrícula de Bandeirinha e denominada de "fase precoce", tendo sido, posteriormente, melhor caracterizada por Uhlein (1984) na região de Datas. Trata-se de uma fase isoclinal, aproximadamente E-W, com dobras deitadas, de dimensões decimétricas, clivagem paralela ao acamamento e lineações de estiramento de seixos. Na região de Sopa esta fase deve, ter sido sensivelmente mais fraca, pois o achatamento dos seixos dos metaconglomerados polimíticos da Formação Sopa-Brumadinho é mínimo (Silva & Uhlein, 1985). Ainda assim observa-se localmente restos de uma clivagem transposta, entre os planos da foliação de crenulação proeminente (principalmente nos filitos hematíticos) e que representam indícios da fase D_1 na Quadrícula de Sopa. Na região de Extração (Fig. 1), esta fase D_1 está representada por uma ampla dobra suave, de eixo S85E indicando que sua intensidade e geometria é bastante variável e complexa.

Fases posteriores a D_2 estão representadas por uma clivagem de fratura orientada aproximadamente N-S;70W, que afeta apenas as litologias incompetentes e que está melhor desenvolvida nos filitos próximos à Diamantina (Chaves e Uhlein, no prelo) e, ainda, ondulações regionais de eixo E-W que provocam caimento tanto para norte como para sul dos eixos das dobras da fase principal (D_2) e que aparentemente não formaram clivagem de plano-axial.

As falhas principais são orientadas norte-sul (geralmente falhamentos de empurrão gerados durante D_2) e que invertem a estratigrafia, colocando unidades mais antigas sobre as mais jovens. Muitos alinhamentos com orientação E-W ou NW-SE são caracterizadas por falhas de gravidade geralmente associadas a basculamentos e preenchimento do plano das falhas por rochas metabásicas pós-Espinhaço.

A idade destas fases tectônicas é controversa, sendo aqui discutida em caráter especulativo. A fase D_1 é provavelmente do Proterozóico Médio, enquanto que as fases subsequentes devem ser Brasilianas. Dossin (1983) identificou uma perfeita similaridade e equivalência entre a fase tectônica principal do Espinhaço (neste trabalho denominada de D_2) com a do Macaúbas e Bambuí na borda oeste da Serra do Espinhaço (Serra do Cipó).

5 - DEPÓSITOS DIAMANTÍFEROS

Os principais depósitos diamantíferos da região estão relacionados às fácies quartzito-conglomerática e filito-paraconglomerática da Formação Sopa-Brumadinho. Os aluviões e "grupiaras" dos principais rios que drenam estas áreas já foram largamente explorados e encontram-se praticamente exauridos. Certamente, a região compreendida entre Guinda e Sopa constitui-se na maior exposição contínua de metaconglomerados diamantíferos da Serra do Espinhaço (algo comparável apenas com os depósitos de Extração) e suas reservas estão longe de serem esgotadas.

Lavra da Perpétua: situa-se a 7km NW de Diamantina, às margens do Ribeirão do Guindá (Fig.6). É uma lavra famosa, pois aí, segundo Moraes(1929, 1934) foram extraídos diamantes de filitos hematíticos. Apesar da abundância dessa rocha no local, encontram-se ainda em alguns pontos da lavra restos de metabrechas da Formação Sopa-Brumadinho, com seixos subangulosos de quartzito vermelho e quartzo leitoso ($\phi=10-15\text{cm}$). A possível existência de diamantes nos filitos hematíticos (este local foi o único onde tal fato se verificou) poderia ser explicado como um depósito coluvial ou ainda, como uma assimilação dessa rocha vulcânica ao cortar as brechas diamantíferas. A lavra está abandonada desde a década de 30.

Lavra Diamante Vermelho: está localizada a 500m a noroeste de Guinda (Fig.6) É uma lente alongada N-S com 450m de extensão. Os serviços desenvolveram-se no Metaconglomerado Sopa. Nas porções centrais da lavra a espessura da lente varia de 3 a 5m, estando intercalada em quartzitos grosseiros. É uma lavra antiga e há longo tempo não registram-se serviços no local.

Lavrinha: situa-se imediatamente a norte de Guinda e sua extremidade sul confunde-se com esta localidade (Fig.6). Sua forma é alongada N-S, com aproximadamente 650m de extensão. A espessura média do horizonte metaconglomerático no local é de 5m, estando intercalado entre quartzitos grosseiros. É uma lavra antiga e foi trabalhada a última vez em 1979-81 (desmorte hidráulico).

Lavra Brumadinho: localiza-se a 1700m em linha reta a norte de Guinda (Fig.6). Possui forma alongada N-S, com cerca de 500m de extensão. É uma das lavras mais importantes da região, onde Pflug (1965, 1968) definiu a Formação Sopa-Brumadinho. Diamantes são extraídos nessa lavra tanto de metaconglomerados quanto de metabrechas. Atualmente apenas cerca de 10 garimpeiros aí trabalham.

Lavra do Barro Branco: situa-se a 2,5km ESE de Sopa (Fig.6). A lavra desenvolveu-se neste local exclusivamente em um nível de metabrecha com 6m de espessura, que se adelgaça para NE até 1-2m. A matriz é argilosa, com seixos de quartzito arroxeado, ou mais raramente de quartzo leitoso. Os serviços encontram-se paralisados no momento.

Lavra da Sopa/Lavra Califórnia: a lavra da Sopa situa-se imediatamente a leste desta localidade (Fig.6). A Formação Sopa foi caracterizada nesta lavra (Moraes, 1929). Possui cerca de 600m de extensão e sua sequência estratigráfica é bem semelhante a outras lavras da região, onde o horizonte conglomerático aparece intercalado em quartzitos grosseiros. É uma lavra muito antiga, porém ainda hoje vem sendo trabalhada a desmorte hidráulico. A Lavra da Califórnia (a leste) situa-se estratigraficamente acima da Lavra de Sopa e constitui pelo menos dois horizontes de conglomerado, com espessura variando entre 0,5 a 3m. Atualmente está paralisada, mas há notícia de que foi lavrada até fins da década passada.

Lavra do Barro Preto: localiza-se a 400m do norte de Sopa, constituindo um corpo alongado N-S com mais de 300m. A lavra se deu tanto nos metaconglomerados como na metabrecha. Os metaconglomerados são polimíticos, com seixos de até 25cm de diâmetro. A metabrecha possui seixos de quartzo leitoso e, em menor parte, quartzito vermelho. A espessura desse nível varia em torno de 2,5m. Está atualmente paralisada.

Lavra do Chalé: está localizada a 700m NNW de Sopa (Fig.6). Apresenta a sequência estratigráfica da Formação Sopa-Brumadinho bem completa, com abundantes variações faciológicas verticais e laterais. Acima de filitos e quartzitos, os metaconglomerados formam no flanco NW pelo menos 5 níveis (média de 1m de espessura cada) separados por quartzitos. Em curtas distâncias, porém, nota-se o acunhamento de alguns níveis. Sobreposto acha-se a metabrecha com fragmentos de quartzito arroxeadado, com espessura de 1,5m, que no flanco oeste grada lateralmente para metaconglomerados e, a leste, para metassiltitos. Na porção norte de Lavra a camada de metabrecha trunca os níveis quartzito-conglomeráticos.

Lavra do Damásio: localiza-se a 2,5km NW de Sopa (Fig.6) e é constituída por metaconglomerados. Estes afloram na porção central de uma estrutura antiformal, sendo cortados em vários pontos por uma rocha vulcânica xistosa esverdeada. Possui grande potencial, mas está paralisada.

Lavra dos Caldeirões: situa-se a 3,5km a W de Sopa (Fig.6). O metaconglomerado neste local ocorre em pelo menos dois horizontes distintos. Sua matriz é localmente rica em óxido de ferro. A partir de 1984, vem sendo tentada a reabertura da lavra pela Mineração Eminosa.

Lavra dos Morrinhos: localiza-se a 700m a N de Morrinhos, próximo a estrada que liga Sopa a São João da Chapada (Fig.6). A lavra neste local é feita em um nível de metabrechas com espessura de 2-3m, intercalada entre filitos (capa) e quartzitos finos (lapa). A lavra foi trabalhada até recentemente, estando atualmente paralisada.

6 - CONCLUSÕES

O mapeamento geológico na escala 1:25.000 da região de Sopa-MG, permitiu identificar a porção superior do Supergrupo Rio Paraúna (Formação Bandeirinha) e as formações basais do Supergrupo Espinhaço, reunidas no Grupo Diamantina (Formação São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel).

O mapeamento de semi-detalle revelou importantes variações faciológicas laterais e verticais na Formação Sopa-Brumadinho, permitindo a caracterização das seguintes fácies: filítica, quartzito-conglomerática e filito-paraconglomerática. As numerosas jazidas diamantíferas cadastradas nos arredores de Sopa indicam a importância desse bem mineral e sugerem, ainda, grande potencialidade.

7 - AGRADECIMENTOS

Aos estudantes das diversas universidades brasileiras que colaboraram no mapeamento geológico da Quadrícula de Sopa; aos funcionários e professores do CGE., em especial a Srta Martinha, pela datilografia; e ao Conv. DNP/CPRM/FUNDEP/UFMG-CGE e CNPq pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) - The Upper Precambrian of South America. Inst. Geoc. Univ. São Paulo, Bol. I.G., 7: 45-80.
- ALMEIDA ABREU, P.A. & MUNHOZ, D.T.V. (1983) - A Reconstituição Paleogeográfica e o Estudo dos Minerais Pesados como Indicativo de Áreas Fontes Primárias dos Diamantes na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An. II Simp. Geol. Minas Gerais. SBG, Bol. nº 93, p. 219-234

- ALVARENGA, C.J.S.de (1982) - Comportamento Estratigráfico da Formação Sopa-Brumadinho no Distrito Diamantífero de Extração. (Diamantina-MG). An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Salvador, Vol. 1, p. 168-176.
- BARBOSA, O. (1954) - Evolution do Géosynclinal Espinhaço. XIX Congr. Geol. Int., Algir Sect. XIII, fasc. 14, p. 17-36.
- BRITO NEVES, B.B.de; KAWASHITA, K. e DELHAL, J. (1979) - A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração. Rev. Bras. Geoc., 9: 71-85.
- CHAVES, M.L. de S.C. & UHLEIN, A. (1985) - Dados Preliminares sobre a Geologia e as Mineralizações do Distrito Aurífero de Diamantina-MG. III Simp. Geol. Minas Gerais, SBG-MG (no prelo)
- DERBY, O.A. (1906) - The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., 14: 374-401.
- DOSSIN, I.A. (1983) - Geologia, Gênese e Controle dos Depósitos de Manganês Associados ao Grupo Macaúbas na Borda Ocidental da Serra do Cipó-MG (Área do Inhamé) - Tese de Mestrado, Univ. Brasília (UnB) 127p. (Inédito).
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A.; DOSSIN, T.M. (1984) - Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em Sua Porção Meridional-MG. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Vol. 7, p. 3118-3132.
- ESCHWEGE, W.L.v. (1832) - Beiträge zur Gebirgshunde Brasilien Berlin (Reimer), 488p.
- ESCHWEGE, W.L.v. (1833) - Pluto Brasiliensis. Comp. Ed. Nac., São Paulo, 466p.
- FOGAÇA, A.C.C. & ALMEIDA ABREU, P.A. (1982) - Depósitos de Planícies de Marés na Formação Sopa-Brumadinho (Proterozóico Inferior), Cordilheira do Espinhaço, Estado de Minas Gerais, Brasil. V. Congr. LatinoAm. de Geologia, Actas, II: 373-388.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A.; SCHORSCHER, H.D. (1984) - Estratigrafia da Sequência Supracrustal Arqueana na Porção Mediana-Central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Vol. 6, p. 2654-2667.
- GUIMARÃES, D. (1931) - Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais DNP/M/Serv. Geol. Min., Bol. 55: 3-36.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. (1915) - The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. J. Geol. 13: 341-378 e 385-424.
- HASUT, Y. (1982) - The Mantiqreira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. Rev. Bras. Geoc., 12: 167-171.
- HOPPE, A. & OTTO, J. (1982) - Volcanic Rocks of the Espinhaço Supergroup (Proterozoic I) Eastern Brazil. V Congr. Lat. Amer., Argentina, Actas, IV 125-135.
- MORAES, L.J.de (1929) - Relatório de Atividades. DNP/M/Serv. Geol. Min., Relat. An. Diret. 1928, p. 29-34.
- MORAES, L.J.de (1934) - Depósitos Diamantíferos do Norte do Estado de Minas Gerais. DNP/M/SFPM, Rio de Janeiro, Bol. 3, 77p.
- PFLUG, R. (1965) - A Geologia da Parte Meridional da Serra do Espinhaço e Zonas Adjacentes, Minas Gerais. DNP/M/DGM. Bol. 226, 51p.
- PFLUG, R. (1968) - Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas Gerais. DNP/M/DGM, Not. Prelim. Estudos, 142 20p.
- PFLUG, R.; HOPPE, A. e BRICHTA, A. (1980) - Paleogeografia do Pré-Cambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Deutsch Forschungsgem, Nuevos Result. de la Invest. Geoc. Alemana em Latinoamerica, Boppard, p. 33-40.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1981) - Geologia das Quadrículas de Gouveia e Bandeirinha. Centro de Geologia Eschwege, Diamantina (Relatório Inédito).
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina (MG). I Simp. Geol. Minas Gerais, Diamantina, SBG-Núcleo MG, Bol. 1: 55-73.
- SILVA, M.E.da & UHLEIN, A. (1985) - Análise da Deformação Finita nos Metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho nas Regiões de Datas e Guinda (MG) III Simp. Geol. Minas Gerais (no prelo).
- UHLEIN, A. (1984) - Análise Estrutural nas Formações Inferiores do Supergrupo Espinhaço da Região de Datas-MG. An. XXXIII Congr. Bras. Geol. Vol. VII, Rio de Janeiro p. 3381-3390.

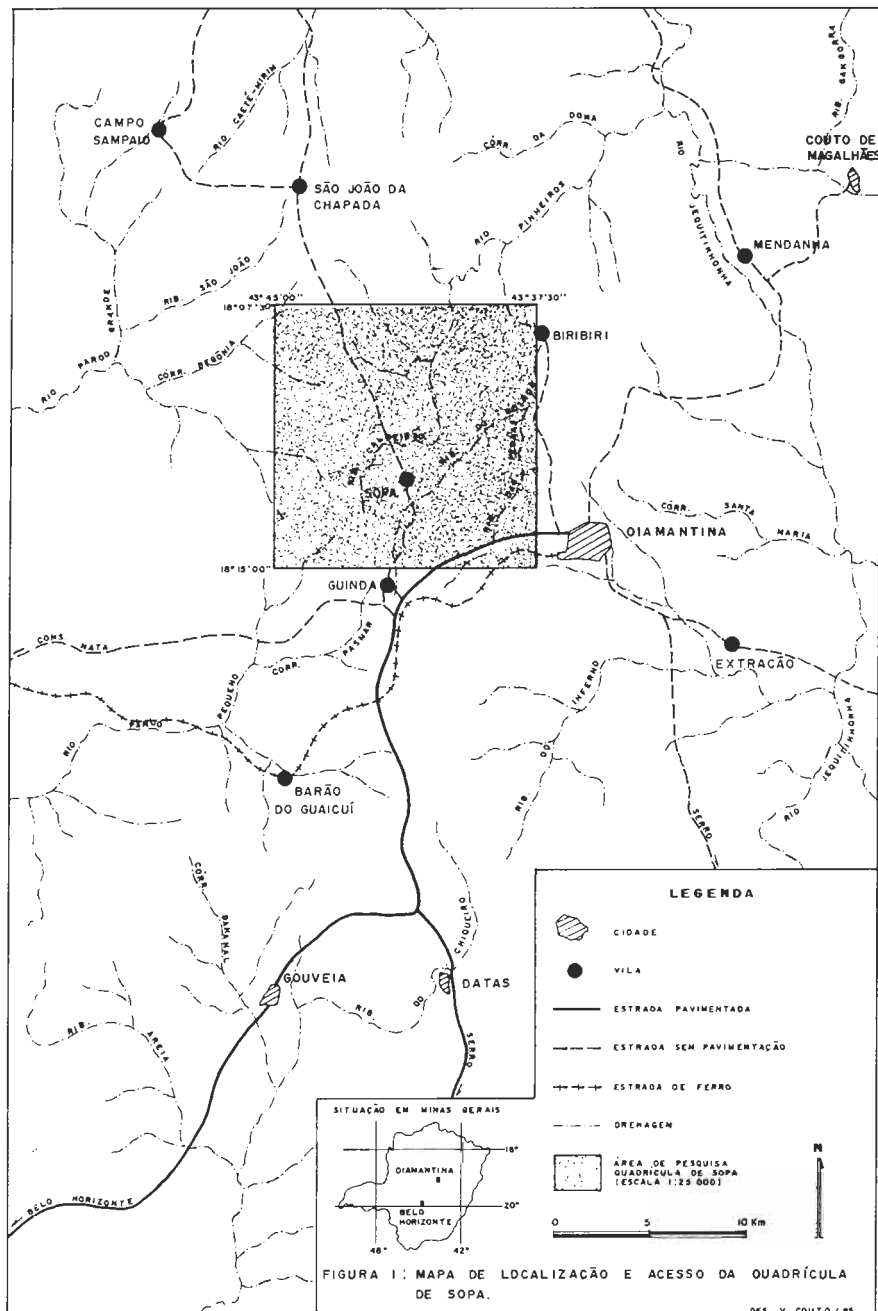
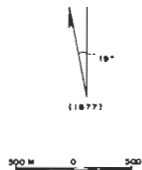
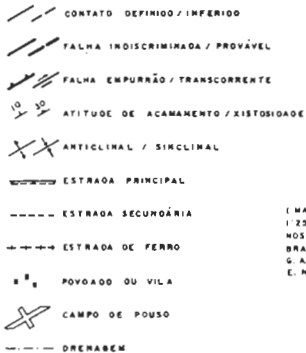
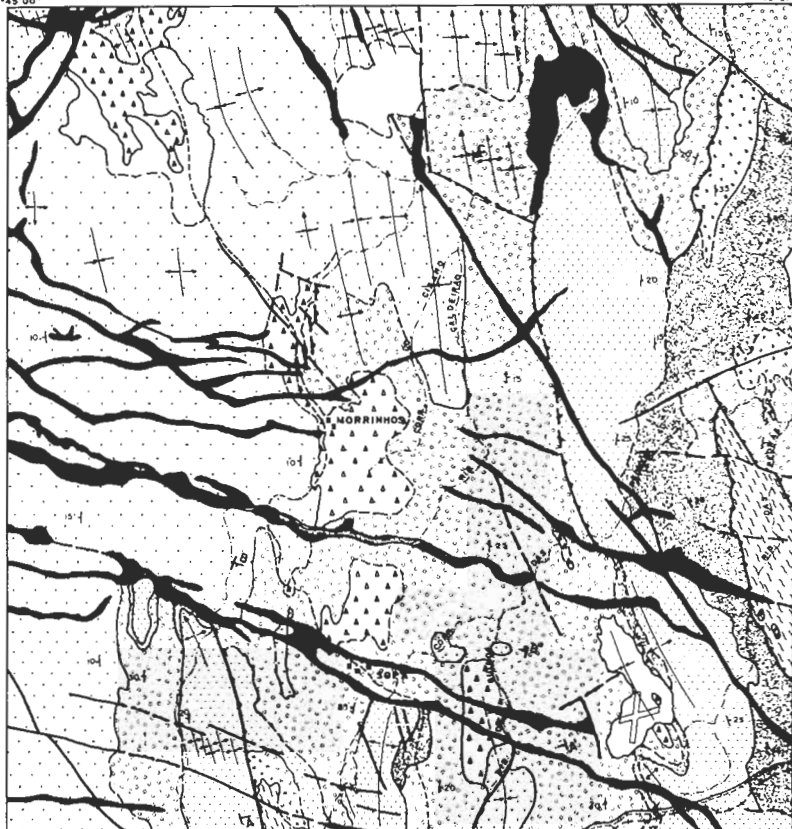


FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA QUADRÍCULA DE SOPA.

43°49'00"

43°37'30"



(18777)
 500 M 0 500
 (MAPEAMENTO ORIGINAL NA ESCALA 1:25.000 COM A COLABORAÇÃO DE ALUNOS DE DIVERSAS UNIVERSIDADES BRASILEIRAS E DOS PROFS. PA. A. ABEU, G. A. C. CAMPANHA, A. C. FOGAGA L. E. M. SARAO.

FIGURA 2: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SOPA-MG

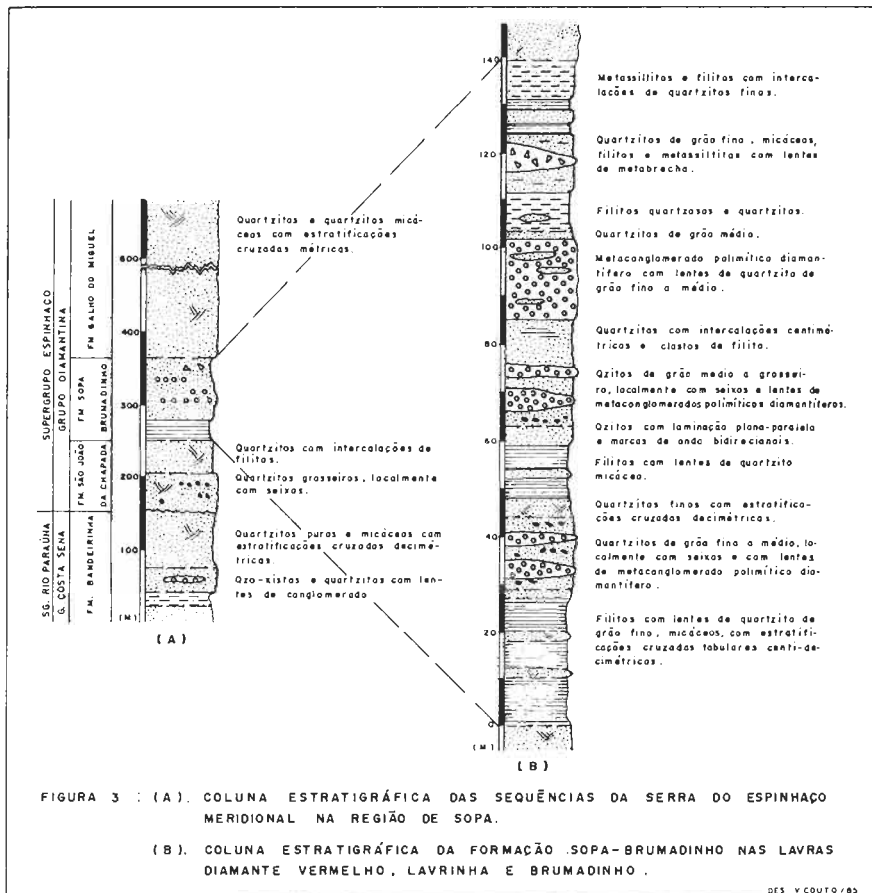
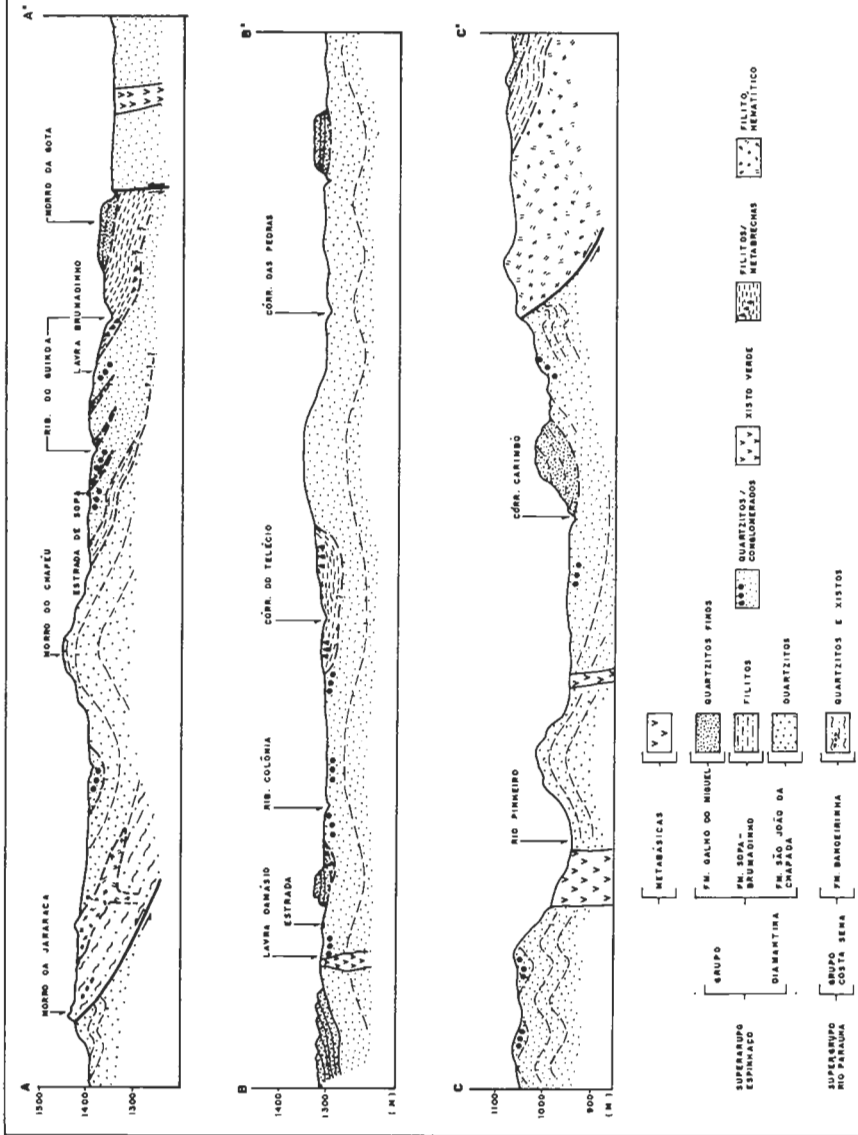


FOTO 1 ASPECTO CARACTERÍSTICO DOS METACONGLOMERADOS POLIMÍTICOS PORTADORES DE DIAMANTE NOS ARREDORES DE SOPA. OBSERVA-SE CONTATO EROSIVO E NÍVEIS QUARTZÍTICOS.

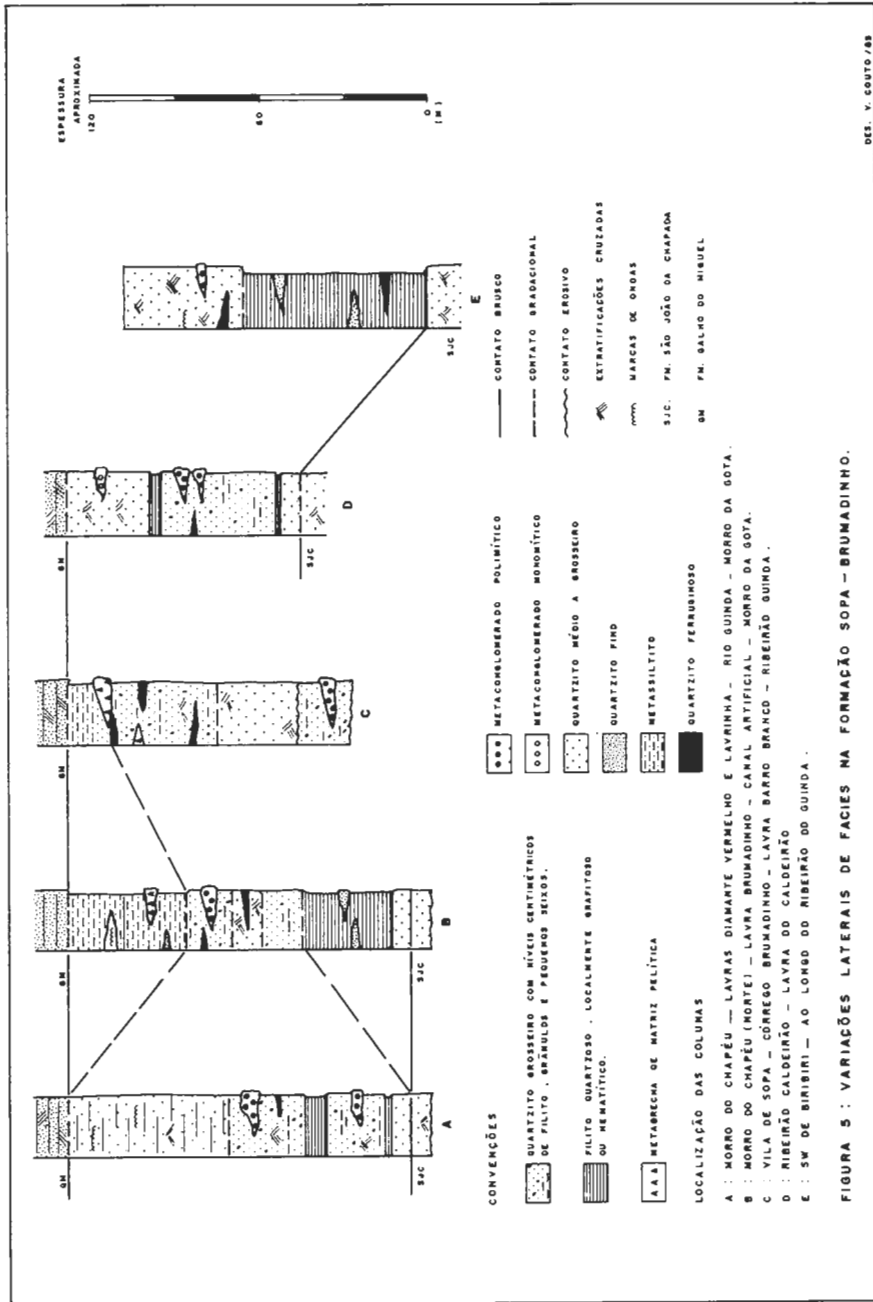


FOTO 2 METABRECHAS DIAMANTÍFERAS COM ALTA RELAÇÃO MATRIZ/SEIXOS, COM SEIXOS SUBARREDONDADOS A ANGULOSOS.

FIGURA 4 : SEÇÕES GEOLÓGICAS NA REGIÃO DE SOPA - MG
 ESCALA HORIZONTAL 1 : 25.000 / ESCALA VERTICAL 1 : 10.000
 (SEÇÕES LOCALADAS NO MAPA GEOLÓGICO - FIG. 2).



DES. V. COELHO/83



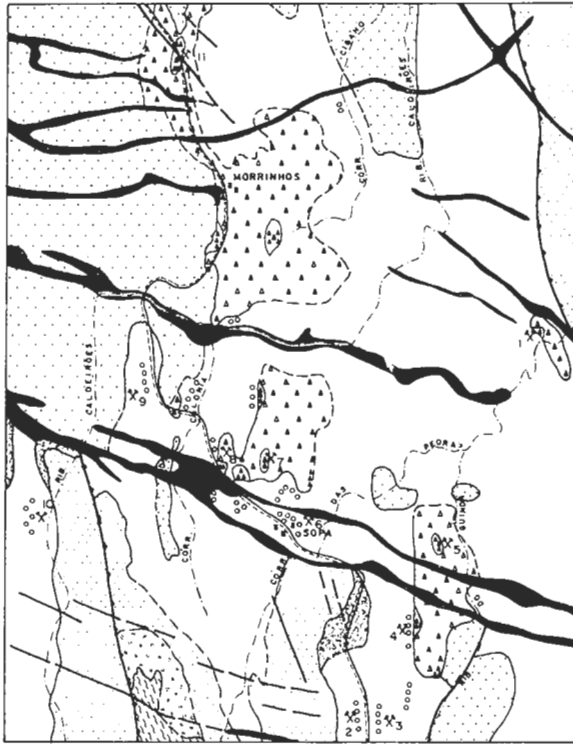
ESPESSURA APROXIMADA
120
60
0 (m)

- CORTAÇO BRUSCO
- CORTAÇO BRADACIONAL
- CORTAÇO EROSIVO
- EXTRATIFICAÇÕES CRUZADAS
- MARCAS DE ONDAS
- S.J.C.: PM. SÃO JOÃO DA CHAPADA
- GM. PM. GALHO DO MIGUEL

- METACOMLIMERADO POLIMÍTICO
- METACOMLIMERADO MONOMÍTICO
- QUARTZITO MÉDIO A GROSSOIRO
- ▨ QUARTZITO FINE
- ▩ METASSILTITO
- QUARTZITO FERROSOMO

- CONVENÇÕES
- QUARTZITO GROSSOIRO COM NÍVEIS CENTIMÉTRICOS DE PILITO, GRANULOS E PEQUENOS SELOS.
 - ▨ FILITO QUARTZOSO - LOCALMENTE GRAPTÓIDO OU HEMATÍTICO.
 - METAREGUA DE MATRIZ PELÍTICA
- LOCALIZAÇÃO DAS COLUMNAS
- A : MORRO DO CHAPÉU — LAVRAS DIAMANTE VERMELHO E LAVRINHA — RIO QUINDA — MORRO DA GOTA.
 - B : MORRO DO CHAPÉU (NORTE) — LAVRA BRUMADINHO — CANAL ARTIFICIAL — MORRO DA GOTA.
 - C : VILA DE SOPA — CÔRREGO BRUMADINHO — LAVRA BARRO BRANCO — RIBEIRÃO QUINDA.
 - D : RIBEIRÃO CALDEIRÃO — LAVRA DO CALDEIRÃO
 - E : SW DE BIRIBIRI — AO LONGO DO RIBEIRÃO DO QUINDA.

FIGURA 5 : VARIACIONES LATERAIS DE FACIES NA FORMAÇÃO SOPA - BRUMADINHO.



CONVENÇÕES



FIGURA 6 : PRINCIPAIS JAZIDAS DIAMANTÍFERAS DA REGIÃO DE SOPA - MG.

GEOLOGIA EM ÁREAS URBANAS - UMA EXPERIÊNCIA EM OURO PRETO

Edézio Teixeira de Carvalho

DEGEO - IGC - UFMG

ABSTRACT

Stability of natural and man-made slopes is one of the richest subjects for the application of geological knowledge.

This is not sufficiently recognized in Brazil, except in the planification of major roads and hydroelectrical developments.

Therefore there is a very unsatisfactory situation in slope stability in many urban environments and neighbourhoods.

This paper deals with two examples from Ouro Preto and introduces a phylosophical component into the discussion of this matter, in which the basic interest should not lye solely in the technical aspects of this contribution.

1. INTRODUÇÃO

Durante os trabalhos do Convênio SPHAN/UFOB/PMOP no período de setembro de 1979 até o final de 1981, fase de atividade mais intensa, não dominaram exclusivamente as preocupações dos membros da equipe os problemas mais agudos, aqueles que exigiam a pronta intervenção corretiva. Composta de geólogos na maioria, embora contando também com a colaboração de engenheiros-professores, foi dada atenção a certos aspectos de fenomenologia das encostas e taludes de escavação existentes no sítio urbano.

Essa postura se justificava pelas possibilidades que abria de deslocar o foco das preocupações de alguns problemas localizados, graves, sem dúvida, mas passíveis de tratamentos convencionais de engenharia, para o grande e verdadeiro problema da cidade: como continuar a ocupar os espaços exíguos que restam se são precisamente os que escaparam à ocupação antiga pelas dificuldades de aproveitamento e acessos ou por pesarem sobre eles a ameaça ubíqua da instabilidade?

Era necessário, pois, fazer um estudo mais amplo, a despeito de meios pouco generosos. Esta filosofia de trabalho revelou-se fecunda, como não poderia deixar de ser. É evidente que não se desprezaram, quando foi possível; os aportes de informação que pudessem ser obtidos por via instrumental.

Os casos a seguir apresentados exemplificam alguns aspectos da forma de trabalho adotada.

2. OS EXEMPLOS ESCOLHIDOS

2.1 - ENCOSTA DO MORRO DA QUEIMADA

Trata-se de uma área de afloramento típica da Formação Cauê em Ouro Preto. Tem, globalmente, a feição de uma encosta convexa em planta e perfil, em que a formação ferrífera está coberta de canga. Essa couraça, estéril, suporta uma vegetação rala e raquítica. A morfologia externa inibe as concentrações do escoamento, mas pode ocorrer infiltração, principalmente pelas descontinuidades que a segmentam como a uma carapaça de tartaruga. A feição é, na base, bastante larga, mas estreita-se encosta acima até fechar como ponta de lança. Os limites laterais dessa forma são íngremes a escarpados e, o que é importante para uma periferia de cidade, são móveis, ream, em alguns pontos rapidamente, por mecanismos ativados no passado, e também um pouco atualmente.

Numa escarpa dessas, vista de frente, podem ser observados os elementos da estratigrafia responsáveis pelos mecanismos de instabilização adiante descritos: no topo, alguns decímetros a pouco mais de 1 metro de canga resistente, às vezes formando cornijas salientes, projetadas em balanço; imediatamente abaixo, itabirito profundamente alterado, arenizado, cortado de diáclases abertas, que passa abaixo a itabirito menos alterado, com diáclases fechadas; no pé da escarpa, os escombros de canga e itabirito desmoronados ocultam a passagem do itabirito para o filito da Formação Batatal, mas este, já um pouco afastado da escarpa, encontra-se a descoberto no talvegue. Por constituírem elementos importantes da fenomenologia, descreve-se com minúcia maior as diáclases: elas são ordenadas em 2 famílias bem características, sendo uma sub-paralela à borda da escarpa, sensivelmente vertical, segundo a linha de máxima declividade; a outra em direção aproximadamente ortogonal a esta, isto é, transversal à encosta. As diáclases, individualmente, são sensivelmente planas e têm desenvolvimento significativo, da ordem da dezena de metros; espaçamentos visíveis de alguns decímetros a poucos metros. São espaçamentos relativamente grandes em comparação com os que se vêem, por exemplo, em quartzitos da área. Talvez esses espaçamentos maiores, associados a grandes desenvolvimentos, representem uma compensação para espaçamentos menores associados a pequeno desenvolvimento em litologias mais frágeis (se supusermos equivalentes as energias liberadas num e noutra caso, por unidade de volume, o que equivaleria a dizer que, talvez, se aproximem as superfícies específicas das descontinuidades de rochas distintas sujeitas ao mesmo campo de tensões).

O mecanismo de instabilidade que se propõe é o seguinte: águas infiltram-se no maciço a montante da feição e também através da canga. Embebem o itabirito, especialmente o mais superficial, dotado de permeabilidade matricial e ao longo das diáclases abertas; o próprio itabirito "são" é significativamente menos permeável, mas se não fosse, uma barreira de permeabilidade bem menos discutível encontra-se no filito sabidamente sotoposto. Embora convexo, forma-se um "mezanino" drenante no itabirito alterado e a água escoar ao longo das linhas de máxima declividade locais, assim, provavelmente, em filetes divergentes; parte dela dispersa-se para as bordas da feição, para as

escarpas, onde, mercê do elevado gradiente hidráulico local, promovem a erosão interna; parte continua seu trajeto encosta abaixo, até alimentar as fontes formadas no contacto com as formações Gandarela e Cercadinho das áreas de Santa Efigênia e Padre Faria, ou então reabastecer o aquífero mais profundo que, a partir daí, mergulha por baixo destas formações.

Os depósitos de vertente formados no sopé dessas escarpas laterais são massas arenizadas que envolvem blocos de canga que tenham resistido ao impacto da queda. São altamente móveis e facilmente incorporados como caudal sólido às torrentes. O desgaste da escarpa não resulta, entretanto, da erosão interna, senão em mínima parte: a erosão interna desarticula o maciço, preparando-o para episódios mais raros: o fato pode ser observado lá e caracteriza-se pela translação em descida de verdadeiros painéis destacados pelo diaclasamento. Esses painéis não tombam para a frente: parece que, desarticulados na base por ação do fluxo intermitente, entram aí em colapso e, sem sustentação, destacam-se do corpo principal do maciço e deslizam para baixo, encostados à parede, sobre os escombros anteriores, a que vão juntar-se, depois de algum tempo, quando finalmente desintegram-se. Dos horizontes mais superficiais do itabirito, expostos na escarpa, qualquer pouquinho de água ou o vento mais forte retira material, deixando a canga em balanço, que sob efeito de esforços trativos, acaba por romper pelas fissuras e cai em blocos sobre os escombros.

A canalização do fluxo de acordo com o modelo exposto pode ser comprovada em várias ruas onde cortes expõem o itabirito fraturado, que, aí, deita água o ano inteiro. Aliás, é uma temeridade, para não dizer insensatez, cortar profundamente o itabirito em Ouro Preto. Critérios típicos de geologia de planejamento? Guardar faixa de segurança abaixo e acima da escarpa, dada a sua dinâmica; tentar imobilizar os depósitos de vertente; em qualquer forma de ocupação, evitar cortar a canga; se for impossível evitá-lo, desarmar o "gatilho" hidráulico através da solução de engenharia adequada (fig.1).

2.2 - O TALUDE DA SANTA CASA

A Santa Casa de Ouro Preto é um edifício de porte relativamente grande construído numa dessas reentrâncias da serra de Ouro Preto, escavadas entre duas zonas contíguas de afloramento da Formação Cauê. Suas fundações, entretanto, repousam sobre os terrenos desta Formação. Nos fundos, jaz ao pé da encosta o filito cinzento escuro, luzente, da Formação Batatal; para montante, passagem direta para o xisto Nova Lima. Nesse local não se vê quartzito. Mais a montante é que ele aparece. A Santa Casa começou a apresentar alguns sinais de mau comportamento das fundações e as chuvas de 1979 revelaram evidências de instabilidade na encosta a montante; parece ter havido uma interpretação associando as duas coisas. Foi executado um projeto de suavização da encosta, que significou a retirada de cerca de 30.000m³ de material e um talude final médio de 27 a 30°. Do projeto faziam parte obras complementares, como plantio, drenagem, etc, que, à época, não tinham sido feitos, até que, em janeiro de 1980, houve uma ruptura de talude, por poucos minutos não presenciada pelo autor destas notas. Refira-se que, antes de ser executada a solução, tinha sido instalado um inclinômetro na parte dos fundos da Santa Casa. O Consultor, Prof. Costa Nunes, credor por soluções de vários outros problemas geo

técnicos de Ouro Preto, e à época responsável por este, reanalisou a situação e propôs uma suavização adicional do talude. Não se pretende discutir aqui se a solução preconizada garantiria a estabilidade da área ou se transferiria a instabilidade para algures a montante. Isto pode não estar escrito, mas nas discussões não se excluía esta possibilidade. O que, entretanto, determinou que a solução não fosse posta em execução foi exatamente o conjunto de consequências que certamente adviriam dos trabalhos e o problema paisagístico. Já então a equipe do Convênio estava solidamente constituída e tinha delineado uma filio sofia de trabalho, a par de já ter penetrado com maior profundidade os aspectos técnicos particulares das situações de Ouro Preto. Com esses instrumentos essenciais, pode argumentar e os pontos básicos dessa argumentação eram: 1º) a execução do projeto, que significaria remover um volume muito grande de terra, implicaria na escolha de uma área tão próxima quanto possível para o "bota-fora". Esta não existia dentro do perímetro urbano; 2º) a remoção dessa terra por caminhões teria que ser feita pela estrada já saturada por que se entra em Ouro Preto, com riscos de ruína do pavimento e colapso do tráfego; 3º) a feição artificial criada pela escavação adicional seria algo muito difícil de dissimular; 4º) embora em faixa estreita, parecia haver ainda espaço para buscar alternativas.

O ilustre consultor, em atitude digna de admiração, não foi inflexível, não impôs a sua solução, e afastou-se do problema sem qualquer manifestação de desagrado.

A equipe passou então a concentrar esforços na busca de pormenores relevantes para dar consistência à solução que, por essa altura, já começava a esboçar-se.

Tratou-se, então, de fazer a cartografia pormenorizada da área envolvente, tanto a jusante como a montante da Santa Casa. Uma formação decisiva no caso, o quartzito da Formação Moeda, não aflorava onde previsível. Sem embargo, ele deveria estar sub-aflorante, pois o único dado de sub-superfície disponível, o furo para instalação do inclinômetro, penetrara cerca de 2m em quartzito abaixo do filito e isto não estava em desacordo com a interpretação de superfície. Recomendou-se sondagem rotativa, que não foi possível obter de imediato. Optou-se então por contratar sondagens sísmicas de refração à CONGEP, já que o quartzito teria de ser posicionado em termos quantitativos. A sondagem sísmica revelou, a profundidades em torno de 15m, velocidades até maiores que 4.000 m/s, que se interpretou devidas à presença de quartzito são (outra litologia em Ouro Preto, senão talvez o dolomito, não poderia responder por esta velocidade a tal profundidade). Esse fato, por si, deu segurança muito grande à equipe: o volume mobilizável era sensivelmente menor que o anteriormente estimado. Entretanto, foi possível contar com 4 furos de sonda rotativa executados pela CPRM. Os furos foram localizados nas partes mais altas do talude, um dos quais próximo ao principal resultado da sondagem sísmica. Seus resultados: o primeiro começa em xisto Nova Lima, passa a uma zona de transição arenizada na amostragem e penetra em quartzito Moeda; o segundo começa em xisto, atravessa quartzito e retorna ao xisto; o terceiro, finalmente, só contém xisto muito alterado até cerca de 80m e a partir daí xisto pouco alterado.

A conclusão a que chegou a equipe: A Santa Casa está construída sobre o itabirito que, para jusante, mergulha sob a Formação Cercadinho: não há mergulho "en vide"; há, pelo contrário,

confinamento ao longo da direção de mergulho. No talude, o quartzito sub-aflorante está presente em estado de preservação satisfatório e espessura suficiente para torná-lo absolutamente imóvel, o que restringe drasticamente os volumes mobilizáveis. Foi possível ainda situar a superfície de ruptura no máximo de sua profundidade na descontínua formada pelo contacto anormal de xisto sobre resíduos de filito e quartzito. O vetor do movimento assume claramente atitude diagonal em relação à fase do talude e, a repetir-se, o fenômeno não lançaria a massa deslizante diretamente sobre a Santa Casa.

A partir dessa interpretação, foram projetadas e executadas pequenas obras complementares, como um corpo executado de canga sobre colchão drenante no pé do talude, para anteparo do filito aí exposto, em processo rápido de desagregação; estruturas pequenas de gabião para conter a erosão do talvegue principal à esquerda do talude; canaletas de drenagem no talude; plantio de eucaliptos; desvio do escoamento torrencial da parte a montante do talude para os vales adjacentes. Instrumentação: marcos de concreto nos pontos que revelaram maior instabilidade no passado, para controle topográfico.

A solução adotada implica no compromisso da observação sistemática e da manutenção rotineira das obras. Nem uma coisa nem outra parece estar sendo feita de maneira mais rigorosa, senão por participantes da equipe, por curiosidade pessoal, embora um deles, o Prof. José Thomaz Gama da Silva, tenha sido solicitado no início deste ano para uma vistoria geral, quando (informação verbal) constatou satisfatório comportamento do talude.

Para finalizar: os problemas de fundação da Santa Casa não têm ligação com a instabilidade manifestada na encosta; esta não pode mobilizar volumes cuja movimentação geraria catástrofe; o inclinômetro, durante o período de leituras, não revelou qualquer movimentação, o que está conforme com a interpretação, pois está instalado em zona passiva (fig.2).

Os técnicos que participaram mais diretamente dos estudos e decisão foram: Dimas Dario Guedes, José Thomaz Gama da Silva, Jaime Cabral (CPRM), Luís Gonzaga de Araújo e o autor desta comunicação.

3. CONCLUSÃO

Há um notável número de situações problemáticas nos ambientes urbanos à espera da intervenção dos geocientistas.

Verifica-se, entretanto, que têm sido esporadicamente chamados a compor equipes permanentes. Este fato concretamente comprovável, provavelmente, tem sua origem em dois outros, também comprováveis: 1º) desconhecimento, por parte da sociedade, e, por consequência, das entidades responsáveis pela administração pública, do efetivo potencial de contribuição do geocientista na correta caracterização e adequado encaminhamento da solução dos problemas de estabilidade dos assentamentos urbanos; 2º) um certo menosprezo dos professores de geologia para aquelas aplicações do conhecimento geológico não diretamente vinculadas ao objeto central que fica transparente nos currículos: a pesquisa mineral; algo parecido com o bloqueio sofrido pelos pesquisadores da Mecânica dos Solos na época vitoriana, quando trabalhar sobre os materiais menos nobres, na filosofia vigente aqueles que não se enquadram na teoria da elasticidade, passível de belos

tratamentos matemáticos, não era também coisa nobre, digna das academias da época.

Não vou discutir o 1º fato, mas o 2º, que é passível de modificação por nós, condição essencial para modificar o primeiro.

Os corpos docentes, estando estruturados primordialmente em função do currículo, os professores, talvez um pouco condicionados por ele, transmitem a "objetividade" que ele encerra aos alunos e estes são muito mais "plásticos" do que pensam, moldando-se inconscientemente às feições desse condicionamento. Ora, o aluno de hoje é o futuro profissional, e este, quando se sensibiliza para o problema, e isto é frequente, já não tem instrumentos nem sequer linguagem para reparar a disformidade e, quando o consegue, é em caráter pessoal, não coletivo. É hora de despertar para esta realidade, por uma razão muito simples: há uma imensa tarefa a ser cumprida pelos geocientistas, entre eles os geólogos, em benefício da sociedade. Essa tarefa, se cumpridas certas condições de correção da filosofia da gestão, requereria um contingente da ordem de grandeza do número de geólogos, empregados ou não, existentes neste país, mas nós continuamos a ensinar a geologia de encomenda para o "boom" mineral e ficaremos, em relação aos países desenvolvidos, onde já se ensina a geologia adequada à gestão ambiental, a geologia do século 21, novamente defasados, não por restrições impostas pelo Centro, não por falta de meios, mas por artes de um corpo estranho que povoa nossas mentes desde muito tempo, e que parece ser o enquistamento de uma visão estreita das possibilidades e real necessidade de aplicação do conhecimento geológico.

4. NOTA

Estava ajustada a colaboração, nesta comunicação, do Prof. José Thomaz Gama da Silva. Por dificuldades do autor, isto não foi possível. Registro ao ilustre colega minhas desculpas e o agradecimento a ele e demais membros da equipe pelo elevado nível de cooperação alcançado nos trabalhos de Ouro Preto. Agradecimento especial ao Prof. Dimas Dario Guedes pelos esforços profícuos na esfera administrativa e política, sem os quais o trabalho não se viabilizaria ou não teria condições de impor-se como alternativa de solução.

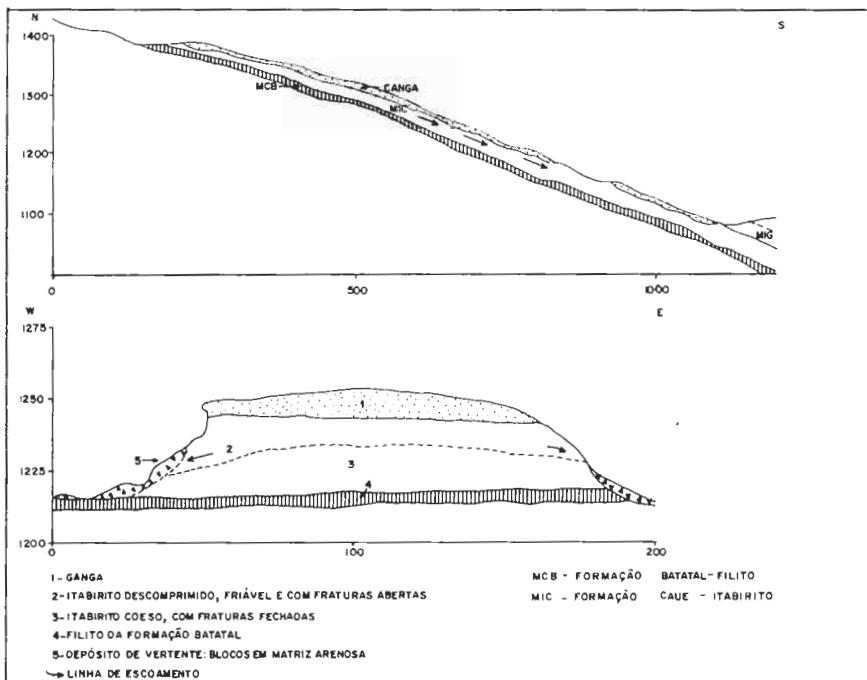
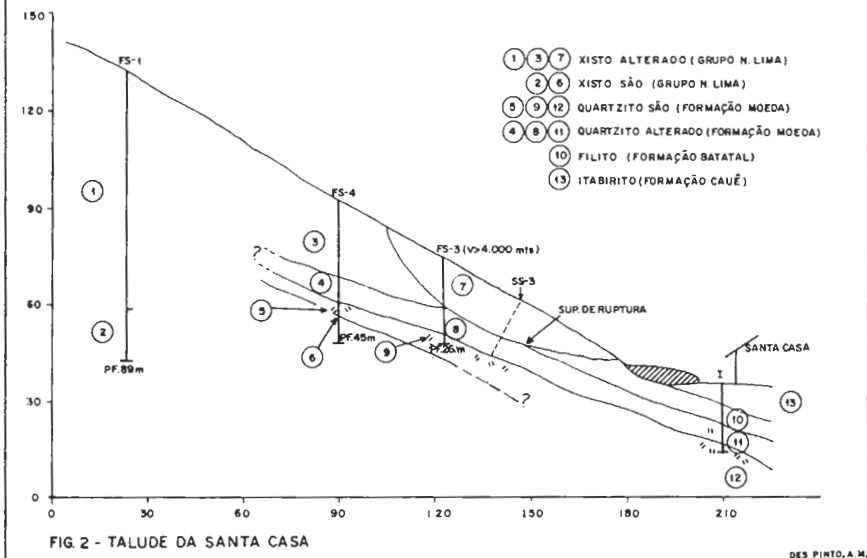


FIG.1 - MORRO DA QUEIMADA - CORTES LONGITUDINAL E TRANSVERSAL



PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA INCLINADA APLICADA À ANÁLISE DE ESTABILIDADE DE TALUDES ROCHOSOS

José Carlos Virgili

IPT/DMGA

ABSTRACT

The paper approaches discontinuity studies for rock stability analysis. The main part of it is about a specific hemisphere projection method - "inclined hemisphere projection" - developed by Priest (1980) for the determination of kinematic feasibility and slide direction of rock blocks.

RESUMO

O trabalho enfoca estudos de descontinuidades para a análise de estabilidade de taludes rochosos. O núcleo principal do trabalho é dedicado à análise da utilização de um método específico de projeção estereográfica - "projeção estereográfica inclinada" - desenvolvida por Priest (1980) para a definição de mecanismos de rupturas possíveis de ocorrência em taludes rochosos.

1 INTRODUÇÃO

Projeção estereográfica é um método gráfico através do qual feições estruturais planares e lineares podem ser apresentadas e analisadas bidimensionalmente em uma folha de papel.

Os métodos de projeção estereográfica são usados largamente em estudos de geologia de engenharia para análise de descontinuidades planares, tais como: fraturas, falhas, fissuras, foliação, que ocorrem em várias orientações em um maciço rochoso. Tais análises incluem não apenas a apresentação destes dados, mas também auxiliam na identificação de possíveis blocos instáveis em uma face rochosa.

Uma crítica que se pode fazer a respeito da projeção estereográfica, como também para outros métodos gráficos, é que eles podem ser imprecisos. Entretanto, a experiência mostra que com razoável cuidado na plotagem dos dados pode-se obter resultados variando mais ou menos 20° em relação à orientação correta. Tal precisão é usualmente adequada para estudos de geologia de engenharia, uma vez que as descontinuidades raramente são totalmente planares em toda sua extensão no maciço rochoso e, ainda, essa margem de erro praticamente desaparece quando esta plotagem é feita através de métodos computacionais.

A maioria dos maciços rochosos na zona de influência de obras como minas, barragens, túneis contém planos de fraquezas como juntas, falhas, etc.. Estes planos desempenham um importante papel na estabilidade de maciços rochosos durante e após as fases de escavação para execução das obras.

Em muitos casos o sucesso ou não de estudos de estabilidade de maciços rochosos é função de um adequado conhecimento das estruturas pre-

sentos nos mesmos. As características das descontinuidades, tais como: orientação, geometria, resistência podem controlar toda a estabilidade do maciço rochoso.

Portanto, para se desenvolver estudos de estabilidade alguns aspectos devem ser cuidadosamente estimados (PRIEST, 1980):

- estimar se os planos de descontinuidades podem formar blocos que poderão causar instabilidade da face rochosa;
- determinação do possível mecanismo de ruptura e a direção de escorregamento do bloco instável;
- determinação do volume do bloco definido pela intersecção dos planos das descontinuidades e a face rochosa.

2 CONDIÇÕES CINEMÁTICAS PARA QUEDA E ESCORREGAMENTO DE BLOCOS ROCHOSOS

Para que um determinado bloco de rocha possa se mover, sob efeito de gravidade, do maciço rochoso em direção à frente de escavação é necessário satisfazer as três condições seguintes (PRIEST, 1980):

- todos pares de linhas de superfície do bloco devem ser paralelas ou divergentes em direção à face rochosa. Linhas superficiais do bloco são as linhas definidas pela intersecção do plano que é normal à face de escavação e passa pelo ápice do bloco com as superfícies do bloco;
- pelo menos uma linha de superfície do bloco deve ser inclinada para baixo mergulhando em direção à face rochosa;
- todas as linhas de superfície do bloco devem se estender a partir do ápice até interceptarem a face de escavação.

A FIGURA 1 ilustra os termos que descrevem a geometria de um bloco tetraédrico.

Se estas condições são obedecidas e se as forças atuantes sobre o bloco excederem as forças resistentes então o bloco irá deslizar ao longo de uma linha de superfície de bloco ou irá cair verticalmente.

As três condições anteriormente citadas podem ser testadas usando os blocos tetraédricos definidos pelos triângulos esféricos do exemplo da FIGURA 2.

Uma vez que o plano de projeção é coincidente com a face de escavação horizontal neste caso os círculos máximos de planos normais são linhas retas diametrais à projeção. A orientação das linhas de superfície de blocos para um determinado tetraedro são então determinadas plotando-se a intersecção entre os círculos máximos dos planos apropriados e uma determinada linha diametral. Isto é demonstrado na FIGURA 2 para o tetraedro definido pelos planos 1, 2 e 3.

Para se checar a primeira condição citada anteriormente é necessário examinar a orientação dos pares de linhas de superfície de um determinado tetraedro. Em vista do fato que projeção estereográfica na calota inferior está sendo usada, cujo plano de projeção é coincidente com o plano da face rochosa, então qualquer par de linhas de superfície no perímetro do triângulo esférico irá automaticamente satisfazer o requerimento de divergência da primeira condição.

Para satisfazer a segunda condição é necessário assegurar que para um determinado tetraedro exista pelo menos uma linha de superfície direcionada para baixo fazendo um ângulo inferior a 90° com a vertical. Uma vez que o centro da projeção da FIGURA 2 define a linha vertical, todas as linhas de superfície dos planos 1, 2 e 3 são neste caso direcionadas para baixo.

Para se checar a terceira condição é necessário considerar o tamanho e locação assim como a forma de um determinado tetraedro. Assume-se neste caso que as descontinuidades se estendem por uma suficiente distância dentro do maciço rochoso.

Esta condição é satisfeita se os três cantos do bloco interceptam a face rochosa.

O meio mais simples de se checar esta condição é através de projeção geométrica esquemática dos três planos sobre o plano da face, usando um determinado fator escala. Esta projeção esquemática pode ser usada posteriormente, para se determinar o volume do bloco.

Sob a ação da gravidade todos os blocos instáveis tendem a se mover para baixo. Se o ponto representando a orientação da linha vertical está contido dentro do triângulo esférico de um determinado bloco, este traédrico então o bloco tende a cair verticalmente de uma face horizontal. Se o ponto vertical não está contido dentro do triângulo esférico o bloco não cai verticalmente, mas escorrega ao longo da linha de superfície de bloco dirigida para baixo e que faça o menor ângulo com a vertical.

A FIGURA 3 ilustra os dois casos acima.

A discussão até agora se limita a blocos tetraédricos definidos sobre teto horizontal do túnel. A análise para tais blocos é relativamente simples, porque o plano de projeção para os dados de orientação é coincidente com o plano de escavação. Uma vez que é desejável manter esta simplicidade analítica para faces rochosas inclinadas é importante que o plano de projeção se torne paralelo ao plano de escavação inclinado para uma determinada face. A seção seguinte se presta à explicação deste método.

A FIGURA 4 mostra uma seção transversal normal ao eixo de um túnel contendo faces de escavação horizontais, verticais e, sendo que a direção das faces é paralela à do eixo do túnel. Para se analisar as características dos blocos tetraédricos numa determinada face torna-se necessário fazer o plano de projeção coincidente com o plano da face de escavação e assegurar que o hemisfério de projeção, no caso o inferior, esteja no lado livre da face em vez de estar na parte rochosa.

Uma vez que a rotação da projeção não altera a orientação das descontinuidades ou outras feições, qualquer rotação da projeção de um valor " α " (definido na FIGURA 4) num sentido horário deve ser acompanhado de uma rotação similar das feições estruturais plotadas de um valor " α " no sentido anti-horário. Como é impraticável trabalhar com a projeção inclinada de um ângulo α , a mesma deve ser retornada, por conveniência, para a horizontal, tendo em mente entretanto, que ela é agora uma projeção inclinada.

O eixo de rotação é a linha representando a direção da face rochosa sendo estudada, a qual, durante a rotação deve ser colocada sobre o eixo Norte-Sul da projeção. Com o eixo de rotação nesta posição é necessário determinar primeiro o sentido requerido de rotação, que é feito do seguinte modo: se o maciço rochoso se situa à direita da face sendo estudada, então todas feições devem ser rotacionadas de " α " para a direita, produzindo uma projeção inclinada cuja borda inferior é definida pelo lado direito da projeção (FIGURA 4). A FIGURA 5 ilustra esquematicamente os sentidos de rotação a serem usados.

Se o maciço rochoso ocorre do lado esquerdo da face rochosa então a rotação é " β " para a esquerda produzindo uma projeção inclinada cujo limite inferior é o lado esquerdo da projeção.

Para faces rochosas suspensas (faces 1 e 6 da FIGURA 4) o ângulo de rotação é menor que 90° , enquanto que para faces rochosas não suspensas - caso de taludes - (faces 3 e 4 da FIGURA 4) o ângulo de rotação é maior que 90° .

A rotação é feita através do modo usual, movendo os pontos ao longo de círculos mínimos. Pontos que deixam o perímetro da projeção continuam sua rotação a partir de uma posição diametralmente oposta ao ponto de saída.

Para desenvolver acuradamente o processo de construção de projeção inclinada deve-se plotar os seguintes pontos:

Pf - polo da face rochosa planar

Pt - polo do plano superior de um determinado talude, quando aplicável

Ph - polo do plano horizontal - centro do plano de projeção

P1, P2, ..., Pn - polos das descontinuidades 1, 2, ..., n

D₁, D₂, ..., D_n - linhas de máximo mergulho das descontinuidades 1, 2, ..., n.

Os exemplos seguintes ilustram a construção e interpretação de projeção estereográfica inclinada para faces rochosas planares.

Na FIGURA 6 uma face rochosa suspensa com orientação 053/75 (rumo do mergulho/magnitude do mergulho) é interceptada por três conjuntos de descontinuidades. O primeiro passo é plotar os polos e as linhas de máximo mergulho de cada conjunto de descontinuidades, polo e direção da face sendo estudada e o polo do plano horizontal. Para tornar o plano de projeção coincidente com o plano da face é necessário rotacionar todos os pontos 75° em direção ao lado rochoso da face (FIGURA 6a). O polo da face irá se situar então no centro do plano de projeção, com o topo ("T") e base ("B") da projeção inclinada assinalados na margem da projeção, como na FIGURA 6b.

O polo do plano horizontal, que representa uma linha vertical, se move a partir do centro da projeção, de 75° e define a nova posição do polo na horizontal na projeção inclinada (FIGURA 6a). Os círculos máximos correspondentes ao plano horizontal e dos três conjuntos de descontinuidades podem então ser plotados a partir de seus polos rotacionados (Phr, Plr, P2r, P3r). É importante notar que as linhas de máximo mergulho (D1r, D2r, D3r) das descontinuidades rotacionadas devem se situar sobre os círculos máximos de seus respectivos planos, mas não obrigatoriamente nos pontos médios dos círculos máximos, como é sua usual posição.

Os círculos máximos das três descontinuidades planares se interceptam e formam um triângulo esférico definindo a forma do bloco tetraédrico (FIGURA 6b).

Orientando a FIGURA 6b de modo que o topo fique na parte superior é possível se visualizar a forma do bloco tetraédrico. Deve-se agora verificar as três condições cinemáticas listadas na seção 2. A primeira condição requerendo divergências das linhas de superfície de bloco é automaticamente satisfeita uma vez que o plano de projeção é coincidente com o plano da face. A segunda condição é automaticamente satisfeita para qualquer linha de superfície de bloco que se situe na área de projeção entre a base "B" e o círculo máximo do plano horizontal. O ângulo "W" entre o ponto representando qualquer linha de superfície de bloco direcionada para baixo e o ponto representando a vertical (Phr na FIGURA 6) pode ser determinado colocando os pontos de interesse sobre um mesmo círculo máximo e contando o ângulo agudo entre eles ao longo deste círculo. A terceira condição é mais facilmente checada durante o cálculo do volume do bloco, usando esquema idêntico ao descrito para um teto horizontal.

Tendo satisfeito as três condições cinemáticas é necessário determinar a direção de movimento do bloco, quando instável.

De um modo geral pode-se dizer que, se um bloco é instável ele se moverá em direção à face caindo verticalmente ou deslizando ao longo de uma linha de superfície de bloco. O primeiro mecanismo acontece quando o ponto representando o polo rotacionado do plano horizontal, Phr, se situa dentro do triângulo esférico em questão. Se isto não ocorre então o bloco, se instável, deve deslizar ao longo da linha de superfície de bloco, direcionada para baixo, que faz o menor ângulo "W" com a vertical.

Tal linha será sempre a linha de máximo mergulho de uma das descontinuidades, ou então, se nenhuma destas linhas de superfície de máximo mergulho forem linhas de superfície de bloco direcionadas para baixo, o deslizamento se dará ao longo da linha de intersecção de dois planos. A FIGURA 7 mostra situações correspondendo às três citadas acima.

Uma inspeção na FIGURA 6 mostra que o bloco não cai verticalmente e uma vez que as linhas de máximo mergulho dos planos 1, 2 e 3 (D1r, D2r e D3r) não são linhas de superfície de bloco, deslizando ao longo de um único plano não ocorrerá.

Portanto, se instável o bloco deslizará ao longo da linha de intersecção de planos que fizer o menor ângulo com a vertical. No caso da FI

GURA 6 este deslizamento se dará ao longo da linha de intersecção dos planos 1 e 2 que faz um ângulo de 29° com a vertical.

A orientação verdadeira de um ponto definindo uma determinada direção de deslizamento pode ser determinada através da reversão da rotação auxiliar do ponto ou então através de plotagem convencional dos círculos máximos das descontinuidades.

Quando as linhas de superfície de bloco são direcionadas para cima a terceira condição cinemática anteriormente comentada não é satisfeita e o deslizamento do bloco sob gravidade é impossível.

No caso de faces de escavação não suspensas, como taludes, o procedimento é o mesmo adotado anteriormente com a diferença de que neste caso o ângulo de rotação é maior que 90° e o polo da face se move primeiramente para o perímetro da projeção, como a FIGURA 5 ilustra.

As FIGURAS 7 a 10 mostram exemplos de faces suspensas e não suspensas interceptadas por 5 conjuntos de descontinuidades.

As TABELAS 1 e 2 mostram a direção potencial de deslizamento, plano(s) de deslizamento e tipo de ruptura associado, dos blocos que podem deslizar, se instáveis, do maciço rochoso.

Os blocos tetraédricos são classificados, nos dois exemplos acima em:

- a) cai verticalmente;
- b) escorrega ao longo de um único plano;
- c) escorrega ao longo da intersecção de dois planos;
- d) não cai verticalmente ou escorrega.

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS E MATEMÁTICOS PARA O DESENVOLVIMENTO DE UM PROGRAMA DE COMPUTADOR PARA CONSTRUÇÃO DE PROJEÇÃO ESTEREOGRÁFICA INCLINADA

O desenvolvimento, interpretação e aplicação do método de projeção estereográfica inclinada foi descrito por PRIEST e abordado neste trabalho no item 2. Resumidamente este método envolve dois estágios. No primeiro estágio os dados de orientação são plotados numa projeção hemisférica convencional. Todos os pontos são então rotacionados em torno do eixo representando a direção da face rochosa até que o plano desta face fique coincidente com o plano da projeção. O sentido da rotação é definido pelo requerimento de que o hemisfério inferior da projeção resultante deve se localizar na parte livre da face rochosa e é portanto olhada a partir do maciço rochoso. As feições plotadas nesta projeção são:

- a) polo, círculo máximo e linha de máximo mergulho para cada plano de descontinuidade;
- b) o plano horizontal e seu polo;
- c) a intersecção inferior da linha de máximo mergulho com o perímetro da projeção, "B".

O segundo estágio utiliza esta projeção estereográfica inclinada para determinar a possibilidade de queda ou escorregamento de blocos e a direção em que isto ocorre.

A construção de uma projeção estereográfica inclinada é relativamente demorada, particularmente quando um grande número de conjuntos de descontinuidades e/ou ângulo de rotação grande são envolvidos no processo.

Este esforço se justifica do entanto com a relativa facilidade com que se determina os blocos possíveis de queda ou escorregamento e direção em que isto deverá ocorrer, no segundo estágio do processo.

O objetivo deste item é demonstrar como projeção estereográfica inclinada pode ser gerada usando programas computacionais. Fundamentos teóricos para isto foram desenvolvidos por Virgili (1982) e Priest (1983). O uso de computador reduz o tempo e o esforço requerido para produzir cada produção, permitindo portanto que se torne possível inves

tigar um grande número de orientação de faces rochosas, como no caso de minas a céu aberto, assim como um grande número de conjuntos de descontinuidades.

O item 3.1 mostra como uma projeção estereográfica convencional no hemisfério inferior pode ser gerada numericamente. A seção 3.2 trata da rotação de vetores utilizada para produção da projeção estereográfica inclinada. Os ângulos utilizados são apresentados em graus, tornando-se necessária a transformação para radianos quando do processamento do programa.

3.1 Projeção Estereográfica Convencional

A orientação especial de uma linha pode ser expressa em termos de seu rumo de mergulho e mergulho, como já citado anteriormente.

Considere uma descontinuidade planar cuja projeção é feita sobre o plano "xy" de um sistema cartesiano de coordenadas conforme mostra a FIGURA 11.

Os seguintes aspectos devem ser ressaltados na FIGURA 11:

"X" é horizontal, direcionado para o Este com sentido do mergulho igual a 90°

"Y" é horizontal, direcionado para o Norte, com sentido do mergulho igual a 0°

"Z" é vertical e direcionado para baixo

A e B são as intersecções dos círculos máximos com o círculo de projeção

C é o centro do círculo máximo

D é a linha de máximo mergulho, ou seja, ponto central do círculo máximo

P é o polo de um plano

τ é o ângulo entre as linhas conectando o centro do círculo máximo (C) com as intersecções do mesmo com o círculo de projeção (A e B)

R_C é o raio do círculo máximo

A partir das FIGURAS 11 e 12 pode-se definir:

PONTO	RUMO DO MERGULHO	MERGULHO	COORDENADAS
Centro de projeção	-	-	0, 0
Linha de máximo mergulho	α	ψ	X_d, Y_d
Polo	β	δ	X_p, Y_p
Centro do círculo máximo	-	-	X_c, Y_c

R = raio da projeção

$R = OA = OB = OZ$

Pode-se afirmar que para um determinado plano:

$$\begin{aligned} \alpha &= \beta - 180^\circ \\ \delta &= (90^\circ - \psi) \text{ ou} \\ \alpha &= (\beta + 180^\circ) \\ \psi &= (90^\circ - \delta) \end{aligned}$$

A partir da FIGURA 11 deduz-se que:

$AC = BC = DC = R_C =$ raio do círculo máximo

$R_C = R/\cos\psi$

$OC = R\tan\psi$

$X_C = OC \sin\beta = R\tan\psi \cos\beta = -R\tan\psi \cos\alpha$

$Y_C = OC \cos\beta = R\tan\psi \cos\beta = -R\tan\psi \cos\alpha$

A partir da FIGURA 12:

$$OP = R \tan \left(\frac{90^\circ - \delta}{2} \right)$$

$$X_p = R \tan \left(\frac{90^\circ - \delta}{2} \right) \sin \beta$$

$$Y_p = R \tan \left(\frac{90^\circ - \delta}{2} \right) \cos \beta$$

Similarmente:

$$OD = R \tan \left(\frac{90 - \psi}{2} \right)$$

$$Xd = R \tan \left(\frac{90 - \psi}{2} \right) \sin \alpha$$

$$Yp = R \tan \left(\frac{90 - \psi}{2} \right) \cos \alpha$$

$$\theta = \alpha - 90^\circ$$

$$Xa = R \sin \theta = -R \cos \alpha$$

$$Ya = R \cos \theta = -R \sin \alpha$$

$$Xb = R \cos \alpha$$

$$Yb = -R \sin \alpha$$

$$\tau = 2 (90^\circ - \psi)$$

O valor de R_c , e também as coordenadas x , y do ponto c se tornam infinitamente grande quando τ tende a zero. O meio mais simples para contornar esta dificuldade é usar temporariamente um valor mínimo $0,001^\circ$ para τ durante os cálculos das coordenadas x , y .

Os dados citados acima podem ser usados para construir a projeção hemisférica convencional, através de uma projeção de iguais ângulos, e plotar os polos, linhas de máximo mergulho e círculos máximo de planos de qualquer orientação.

3.2 Projeção Estereográfica Inclinada

Uma rotação de vetores é necessária para se obter uma projeção estereográfica inclinada. A FIGURA 13 mostra um sistema de coordenadas cartesianas, onde, como no caso anterior, "x" é horizontal direcionado para Leste, "y" é horizontal direcionado para o Norte e "z" é vertical direcionado para baixo.

A linha de máximo mergulho é representada pelo rumo do mergulho " α " e mergulho " ψ ". O polo é representado pelo rumo do mergulho " β " e mergulho " δ ".

A FIGURA 14 mostra um segundo sistema de coordenadas cartesianas no qual "l" é a linha de máximo mergulho da face rochosa, "m" é a direção desta face e "n" seu polo, com o sentido positivo de "n" apontando em direção do lado livre da face rochosa.

O processo de se construir uma projeção estereográfica inclinada é equivalente ao processo de se produzir uma projeção estereográfica convencional sobre o plano "l, m" em vez de plano "x, y", com o hemisfério de projeção no lado positivo de "n" do plano "l, m".

A linha de máximo mergulho pode ser representada por uma unidade de vetor \vec{a} , com componentes abaixo definidos:

$$\vec{a} = (a_x, a_y, a_z) = (\cos \psi \sin \alpha, \cos \psi \cos \alpha, \sin \psi)$$

O polo pode ser representado, similarmente ao caso acima por:

$$\vec{a} = (a_x, a_y, a_z) = (\cos \delta \sin \beta, \cos \delta \cos \beta, \sin \delta)$$

Se a linha de máximo mergulho da face rochosa tem rumo de mergulho " α ", e mergulho " ψ ", então as direções coseno dos eixos "l, m, n" no sistema "x, y, z" são (o subscripto "f" indica valores correspondentes à orientação da face):

	FACE SUSPensa	FACE NÃO SUSPensa
l	$\cos\psi \sin\alpha f$	$-\cos\psi f \sin\alpha f$
l_x^x	$\cos\psi f \cos\alpha f$	$-\cos\psi f \cos\alpha f$
l_y^y	$\sin\psi f$	$-\sin\psi f$
m_x^z	$-\cos\alpha f$	$-\cos\alpha f$
m_y	$\sin\alpha f$	$\sin\alpha f$
m_z	0	0
n_x	$-\sin\alpha f \cos\psi f$	$\sin\alpha f \cos\psi f$
n_y	$-\cos\alpha f \sin\psi f$	$\cos\alpha f \sin\psi f$
n_z	$\cos\psi f$	$-\cos\psi f$

As diferenças de sinal são devidas ao fato de que o componente "n" deve ser direcionado no sentido da parte livre da face. Isto é conseguido rotacionando o sistema "l, m, n" de 180° em torno do eixo "m" se a face é não suspensa.

Para se ter a rotação do vetor \vec{a} em torno do eixo da direção da face o seguinte procedimento se faz necessário:

$$\vec{a}^r = \begin{pmatrix} a^r_x \\ a^r_y \\ a^r_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} l_x & l_y & l_z \\ m_x & m_y & m_z \\ n_x & n_y & n_z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_x \\ a_y \\ a_z \end{pmatrix}$$

Os componentes de \vec{a} relativos ao sistema "l, m, n" são:

$$a_l = (l_x a_x + l_y a_y + l_z a_z)$$

$$a_m = (m_x a_x + m_y a_y + m_z a_z)$$

$$a_n = (n_x a_x + n_y a_y + n_z a_z)$$

Caso a_n for positivo, então todos os componentes a_l , a_m e a_n devem ser multiplicados por -1 para assegurar que \vec{a} esteja direcionado para o lado livre da face, interceptando, portanto, o hemisfério de projeção.

O rumo e a magnitude aparentes de mergulho de \vec{a} , no sistema "l, m, n" podem ser calculados como:

$$\alpha^r = \arctan \left(\frac{a_l}{a_m} \right)$$

$$\psi^r = \arcsin (-a_n)$$

Um ajustamento se torna necessário para assegurar que α^r se situe no quadrante correto e com valores variando de 0 a 360°. Esta correção se torna necessária, pois muitos computadores só produzem resultados de ângulos entre -90° a +90°.

QUADRANTE	SINAL		AJUSTAMENTO NO VALOR DE α^r
	a_l	a_m	
1	+	+	0°
2	-	-	+ 180°
3	+	-	+ 180°
4	-	+	+ 360°

A partir das rotações do plano da projeção para junto do plano da face e da rotação das feições estruturais pode-se definir o rumo de mergulho " α_n^r ".

$$\alpha_n^r = \alpha^r + \alpha f - 90^\circ$$

O valor rotacionado do mergulho é dado por $\psi^r = \arcsin (-a_n)$.

O processo usado para obter a projeção estereográfica inclinada do polo da face é o mesmo adotado para a linha de máximo mergulho. O sentido do mergulho do polo é β e o mergulho é δ como já descrito anteriormente. Portanto:

- rumo aparente do mergulho do polo no sistema cartesiano de coordenadas l, m, n:

$$\beta^r = \arctan \left(\frac{a_l}{a_m} \right)$$

Um ajustamento precisa ser introduzido para se conseguir o valor no quadrante correto, como para a linha de máximo mergulho.

- mergulho rotacionado do polo $\delta^r = \text{arc sin } (-a_n)$

- rumo rotacionado do mergulho $\beta_n^r = \beta r + \alpha_f - 90^\circ$

O processo usado para rotacionar um eixo representando o plano horizontal é descrito abaixo:

α_h^r = rumo rotacionado do mergulho do plano horizontal

ψ_n^r = mergulho rotacionado do plano horizontal

$\alpha_h^r = \alpha_f$

$\psi_h^r = 90^\circ - \psi_f$

O ponto B, que representa a intersecção inferior da linha de máximo mergulho com o círculo de projeção pode ser definido como se segue:

α_b = azimute do ponto B

$\alpha_b = \alpha_f + 180^\circ$ para faces rochosas não suspensas

$\alpha_b = \alpha_f$ para faces rochosas suspensas

As coordenadas do ponto B no plano "xy" são definidas por:

- faces rochosas não suspensas

$X_{BB} = R \sin \alpha_b = R \sin \alpha_f$

$Y_{BB} = R \cos \alpha_b = R \cos \alpha_f$

- faces rochosas suspensas

$X_{BB} = R \sin \alpha_b = R \sin (\alpha_f + 180^\circ)$

$Y_{BB} = R \cos \alpha_b = R \cos (\alpha_f + 180^\circ)$

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Métodos de projeção estereográfica têm sido usados largamente, em análises de estabilidade de taludes rochosos. O método comentado neste trabalho, desenvolvido por Priest (1980) e refinado posteriormente por Virgili (1982) é apenas mais um destes métodos. Apresenta no entanto, grande utilidade para estudos de taludes em minas a céu aberto, onde grande número de orientação de faces como também de descontinuidades são normalmente envolvidos, pois permite a análise de um grande número de dados num relativo curto espaço de tempo através do uso de métodos computacionais.

Uma desvantagem deste método é que analisa apenas três possíveis tipos de rupturas, quais sejam: queda de blocos, ruptura planar e ruptura tipo cunha. Um refinamento do mesmo torna-se então necessário para que possam ser analisadas também rupturas tipo tombamento e biplanar, notadamente este último.

BIBLIOGRAFIA

- GOODMAN, R.E. Methods of Geological Engineering Discontinuous Rocks. 472 pp West, St. Paul (1976).
- HOEK, E.; BRAY, J.W. Rock Slope Engineering, 3rd. edition, 402 pp Institution of Mining and Metallurgy, London (1971).
- PHILLIPS, F.C. The Use of Stereographic Projection in Structural Geology, 3rd. edition, 90 pp, Arnold, London (1971).
- PRIEST, S.D. "The Use of Inclined Hemisphere Projection Methods for the Determination of Kinematic Feasibility, Slide Direction and Volume of Rock Blocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Vol. 17, pp 1 to 23, Pergamon Press (1980).
- PRIEST, S.D.; HUDSON, J.A. "Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length Using Scanline Surveys". Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Vol. 18, pp 183 to 197, Pergamon Press (1981).
- PRIEST, S.D. "Computer Generation of Inclined Hemisphere Projections. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Vol. 20, pp 43 to 49, Pergamon Press (1983).

VIRGILI, J.C. "The Use of a Stereographic Projection Method for Rock Slope Stability Analysis". Dissertação de mestrado, Imperial College - University of London (1982).

HASUI, Y. Notas de Aula do Curso de Geologia Estrutural do Instituto de Geociências da USP.

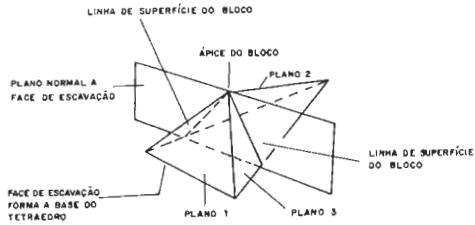


FIGURA 1 - Ilustração de termos que descrevem a geometria de um bloco tetraédrico (Segundo Priest, 1980).

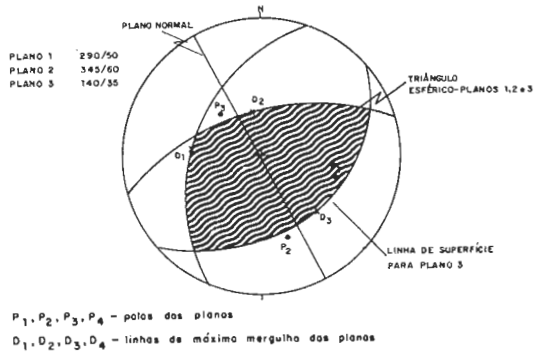


FIGURA 2 - Exemplo de orientação de três planos definindo um bloco tetraédrico.

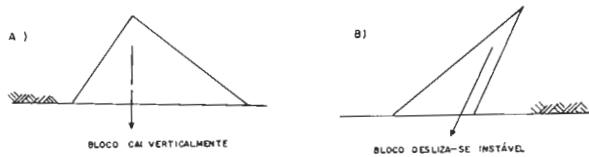


FIGURA 3 - Seções transversais ao longo de blocos tetraédricos possíveis de cair (a) ou deslizar (b) (Segundo Priest, 1980).

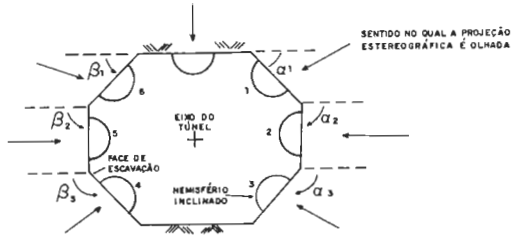


FIGURA 4 - Seção transversal ao eixo de um túnel, ilustrando o uso de projeção estereográfica inclinada (Segundo Priest, 1980).

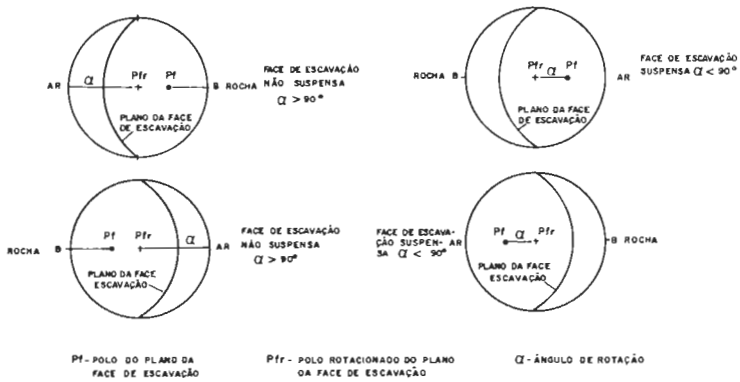


FIGURA 5 - Sentidos de rotação.

ORIENTAÇÃO DA FACE ROCINOSA SUSPENSÃO: 053/75
 ORIENTAÇÃO DAS DESCONTINUIDADES
 CONJ. 1 299/86
 CONJ. 2 190/80
 CONJ. 3 344/33

Pfr: VERTICAL ROTACIONADA
 1, 2, 3 - CÍRCULOS MÁXIMOS
 OOS POLOS
 P1r, P2r, P3r

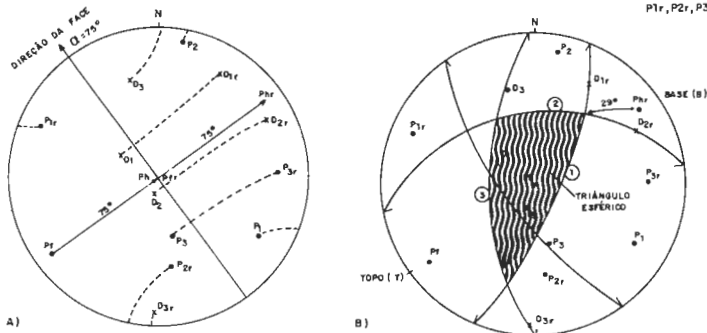


FIGURA 6 - Construção de uma projeção estereográfica inclinada.

- FACE SUSPensa - ORIENTAÇÃO 292/35
- ORIENTAÇÃO DAS DESCONTINUIDADES
- CONJ. 1 272/72
- CONJ. 2 018/68
- CONJ. 3 092/72
- CONJ. 4 120/27
- CONJ. 5 140/48

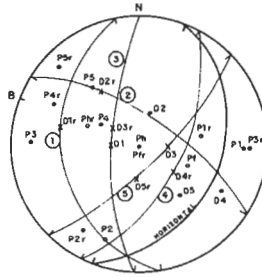


FIGURA 7 - Projeção estereográfica inclinada - face suspensa com orientação 292/35.

- ORIENTAÇÃO DA INTERSECÇÃO DE PLANOS (I)
- I₂₅ - 091/63
- I₃₄ - 177/15
- I₃₅ - 162/45

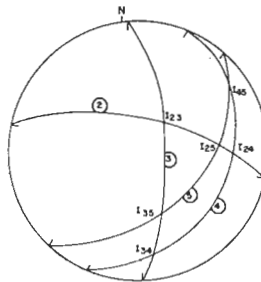


FIGURA 8 - Projeção estereográfica na calota inferior - círculos máximos representando planos 2, 3, 4 e 5 da FIGURA 7.

PLANOS DEFININDO BLOCOS TETRAÉDRICOS	CLASSE DE BLOCO TETRAÉDRICO	PLANO(S) AO LONGO DO QUAL D'ESCORREGAMENTO OCORRE	DIREÇÃO DO ESCORREGAMENTO	TIPO DE RUPTURA
123	D	--	--	QUEDA VERTICAL
124	D	--	--	QUEDA VERTICAL
125	C	--	--	QUEDA VERTICAL
134	C	3 + 4	177/15	DESLIZAMENTO TIPO CUNHA
135	C	3 + 5	162/45	DESLIZAMENTO TIPO CUNHA
145	b	5	140/48	DESLIZAMENTO PLANAR
234	b	3	092/72	DESLIZAMENTO PLANAR
235	b	3	092/72	" " "
245	C	2 + 5	091/36	DESLIZAMENTO TIPO CUNHA
345	b	5	140/48	DESLIZAMENTO PLANAR

TABELA 1 - Resumo dos resultados relativos à análise e determinação de blocos passíveis de ruptura de acordo com dados das FIGURAS 7 e 8.

FACE NÃO SUSPensa - ORIENTAÇÃO 143/75
 ORIENTAÇÃO DAS DESCONTINUIDADES
 CONJ. 1 154/46
 CONJ. 2 029/78
 CONJ. 3 266/84
 CONJ. 4 333/56
 CONJ. 5 189/30

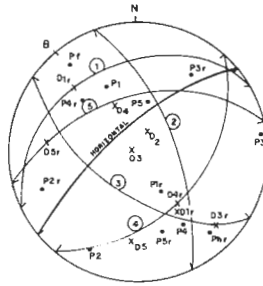


FIGURA 9 - Projeção estereográfica inclinada face não suspensa com orientação 143/75.

ORIENTAÇÃO DAS INTERSEÇÕES
 DE PLANOS (1)
 I12 110/35
 I13 182/42
 I25 116/10
 I35 179/29

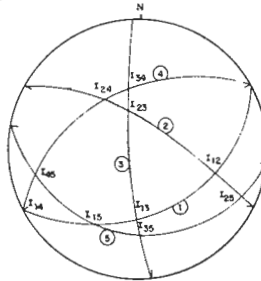


FIGURA 10 - Projeção estereográfica na calota inferior - círculos máximos representando planos das descontinuidades analisadas na FIGURA 9.

PLANOS DEFININDO BLOCOS TETRAÉDRICOS	CLASSE DE BLOCO TETRAÉDRICO	PLANO(S) AO LOMBO DO QUAL O ESCORREGAMENTO OCORRE	DIREÇÃO DO ESCORREGAMENTO	TIPO DE RUPTEIRA
123	b	1	154/46	DESLLZAMENTO PLANAR
124	C	1 + 2	110/35	DESLLZAMENTO TIPO CUNHA
125	b	1	154/46	DESLLZAMENTO PLANAR
134	b	1	154/46	DESLLZAMENTO PLANAR
135	C	1 + 3	182/42	DESLLZAMENTO TIPO CUNHA
145	b	1	154/46	DESLLZAMENTO PLANAR
234	d	—	—	—
235	C	3 + 5	179/29	DESLLZAMENTO TIPO CUNHA
245	C	2 + 5	116/10	DESLLZAMENTO TIPO CUNHA
343	C	3 + 5	179/29	DESLLZAMENTO TIPO CUNHA

TABELA 2 - Resumo dos resultados relativos à análise e determinação de blocos passíveis de ruptura de acordo com dados das FIGURAS 9 e 10.

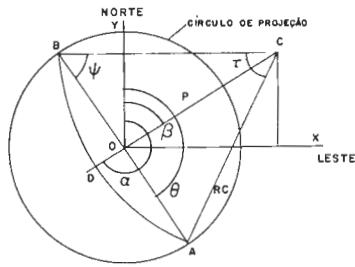


FIGURA 11 - Plano de projeção.

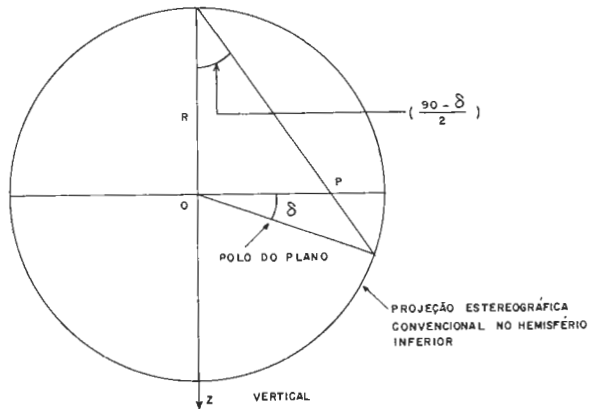


FIGURA 12 - Seção vertical através de OP (FIGURA 11) numa projeção estereográfica convencional no hemisfério inferior.

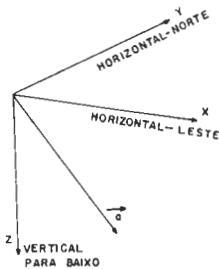


FIGURA 13 - Sistema de coordenadas cartesianas - eixos orientados em relação às direções geográficas.

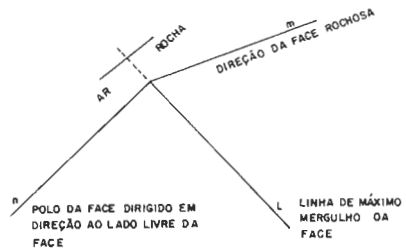


FIGURA 14 - Sistema de coordenadas cartesianas - eixos orientados em relação à face rochosa.

PERSPECTIVAS DE INCREMENTOS NA PRODUÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA UTILIZANDO-SE TÉCNICAS DE ESTIMULAÇÃO DE POÇOS

Paulo Cyro Baptista Escodino
CETEC e UFOP

ABSTRACT

Some technics of well stimulation as applied for ground water exploitation are presented as useful tools for an economic increment of their productivity within the limits of efficiency of such methods. Statistical analysis of data obtained in hundreds of wells in USA was able to demonstrate that appropriate stimulation technics as applied for each particular case may bring important benefits. This fact offer good perspectives for the application of adequate procedures in regions wich are demanding an important increment of consumption on the already available water resources. In this context good results were obtained with the use of explosives for well stimulation in fractured aquifers and this report is presented as one of the first systematic experiences developed in Brazil.

1. INTRODUÇÃO

O armazenamento e a circulação de água subterrânea em meios aquíferos fraturados se processa preferencialmente a longo das descontinuidades da rocha - reservatório que via de regra apresenta um elevado grau de anisotropia. Existe portanto uma grande dificuldade de se encontrar em profundidade, tais anisotropias representadas por fendas e fissuras por vezes milimétricas, portadoras de água. Frequentemente pois, encontram-se poços tubulares pouco produtores ou mesmo secos. Poços locados com algum critério hidrogeológico que resultaram pouco produtivos, podem por conseguinte estarem eventualmente situados a pequenas distâncias das descontinuidades estruturais existentes na rocha-reservatório e neste caso, torna-se particularmente recomendável a aplicação de técnicas de "estimulação", que visam o aumento da produtividade de poços, a baixo custo.

Diante do nível do conhecimento atual sobre este assunto, tem-se o consenso de que a estimulação de poços, mediante técnicas apropriadas para cada caso, produz benefícios importantes, principalmente em regiões limitadas de recursos hídricos.

2. OBJETIVOS

É indiscutível a necessidade de estarmos atentos e sensíveis aos problemas nacionais, principalmente aqueles relacionados diretamente à área de nossas atividades profissionais, sejam acadêmicas ou empresariais. A área de conhecimento de Hidrogeologia tem uma estreita relação com as

** Geólogo da Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC
Professor de Hidrogeologia do Departamento de Geologia da Escola de Minas de Ouro Preto - UFOP

atividades de cunho social, sejam nos setores do saneamento básico, da agricultura, de pecuária e da indústria, além da preservação ambiental. Frequentemente portanto, se nos apresentam problemas relacionados às limitações de qualidade e de quantidade de água para o consumo. Aspectos desta natureza são devidamente abordados e resolvidos, através do adequado conhecimento e manejo dos recursos hídricos disponíveis.

A apresentação do tema "estimulação de poços" visa portanto mostrar a sua exequibilidade técnica e economia de emprego sistemático em poços perfurados em meio aquífero fraturado. Poderíamos no entanto, enumerar os seguintes objetivos:

- a) divulgação dos resultados e benefícios obtidos com a aplicação de métodos e técnicas de prospecção hidrogeológica, particularmente aquelas adaptadas às condições brasileiras e de retorno social imediato;
- b) sensibilizar os órgãos de financiamento de pesquisas, para o desenvolvimento e implantação de tecnologia própria na resolução de problemas afetos à área de recursos hídricos;
- c) fomentar a implantação de técnicas de obtenção e manejo das águas subterrâneas visando aumentar a sua oferta às pequenas comunidades e a estabelecimentos rurais.

3. ECONOMICIDADE

A produtividade de um poço nem sempre atende à demanda, de modo que muitas vezes, mais que um poço é necessário. Na perfuração de outro poço, são acrescidos pois em cerca de 100% os custos de perfuração, além daqueles de manutenção e equipamentos. A utilização de métodos adequados para melhorar o rendimento de um poço pouco produtivo pode ser a melhor alternativa, uma vez que o incremento de sua produtividade pode chegar a 100% ou mais, isto é, poderá corresponder ou ultrapassar a produtividade de um novo poço sem perfurá-lo, realizando-se apenas a estimulação daquele já disponível. Sob o ponto de vista econômico, os custos envolvidos na execução destes métodos mediante uma sequência operacional previamente planejada, não ultrapassam 30% dos custos totais de perfuração e instalação de um novo poço (KOENIG, L., 1960, e a WALTZ, J. & DECKER, T.L., 1981).

É importante observar que no Brasil existem poucos e esparsos trabalhos realizados sobre este tema, não se conhecendo avaliações estatísticas ou resultados, nem tampouco um estudo sistemático sobre a aplicação de estimulação. Experiências internacionais demonstraram que a estimulação de poços traz benefícios, quando empregadas as técnicas adequadas para cada situação exigida (KOENIG, L., 1960; HORWARD et alii, 1970; GIDLEY et alii, 1977; WILLIAMS et alii; CUSTÓDIO & LLAMAS, 1976 e WALTZ & DECKER, 1981).

4. MÉTODOS USUAIS DE ESTIMULAÇÃO

Os métodos de estimulação de poços aplicados atualmente são: a) estimulação por fraturamento hidráulico; b) acidificação sob pressão ou por gravidade; c) estimulação com emprego de explosivos. É usual, nas operações de limpeza e recuperação de poços estimulados, utilizarem-se paralelamente alguns métodos de desenvolvimento, tais como o emprego de gelo seco e de agentes químicos dispersantes ou solventes de materiais incrustantes, jatos horizontais a alta pressão, além daqueles clássicos de pistoneamento, bombeamento intermitente, ar comprimido, superbombeamento, e outros.

A estimulação de poços por fraturamento hidráulico é um método que tem demonstrado eficiência, (KOENIG, 1960, a, b e c) aplicável somente em poços muito pouco produtores, em formações consolidadas. Consiste em injetar água ou fluido sob pressão elevada (superior à hidrostática), a tal ponto que se produza e faça dilatar fissuras ou descontinuidades na

rocha evitando-se o seu fechamento a posteriori, mediante a introdução simultânea de areia e/ou esferas de vidro.

Este processo é usualmente empregado na exploração de petróleo em poços profundos bem cimentados e construídos para a captação de óleo em formações de baixa produção, sob o efeito do confinamento das camadas sobrejacentes.

O emprego desta técnica com objetivo hidrogeológico em poços rasos tem sido pouco explorada, apesar de apresentar boas perspectivas de êxito. Experiências realizadas em 30 poços rasos (profundidades inferiores a 90 metros), perfurados em rochas cristalinas da região do Colorado Front Range Mountain, apresentaram resultados significativos (WALTZ, J. & DECKER, T. L., 1981), ao serem aplicados os procedimentos de detonação e posterior fraturamento hidráulico. Nestes testes, empregou-se equipamentos especiais, utilizando-se além de outros acessórios, um compressor de elevada pressão de serviço (superior a 120 atm) e uma bomba d'água (triplex) com a pressão de 98 atm (1.400 psi).

A técnica de acidificação é empregada para aquíferos fissurados de composição carbonática. Estes, sofrem dissoluções com o ácido injetado dentro do poço, produzindo o aumento dos condutos fendilhados ou das carstificações. Utiliza-se ainda, a injeção de ácidos em poços com problemas de incrustações nos filtros (geralmente compostos de ferro) no intuito de aumentá-los a área livre. Nestes casos, se emprega o ácido clorídrico juntamente com outros agentes químicos anticorrosivos e outros aditivos adequados à aplicação deste método (WILLIAMS, B.B. et alii, 1979).

Na estimulação de poços com explosivos efetuam-se detonações em poços recém-construídos ou naqueles mais antigos, tanto nas formações aquíferas porosas não consolidadas como em aquíferos consolidados cuja permeabilidade dominante é a de fissuramento.

Para o caso de aquíferos porosos não consolidados, emprega-se na zona dos filtros, cargas moderadas dimensionadas para diferentes tempos de detonação, produzindo-se efeitos vibratórios dentro do poço, ocasionando a remoção do material incrustado nos filtros, aumentando-se-lhes a sua área livre.

Em aquíferos fraturados o fluxo de água subterrânea é produzido na zona de intersecção do poço com as fendas existentes e produtoras. São detonadas cargas explosivas especialmente dimensionadas para ocasionar o aumento do diâmetro efetivo do poço, possibilitando-se o incremento do afluxo d'água no seu interior, pela inter-conexão hidráulica de novos condutos aos originalmente encontrados na perfuração.

5. EXPERIÊNCIAS REALIZADAS NO BRASIL

Durante o desenvolvimento do Projeto "Pesquisa e Avaliação de Recursos Hídricos Subterrâneos em Karst, por Meio de Sensores Remotos" (CETEC / CNPq, 1977-1981), foi desenvolvida uma técnica de estimulação de poços, perfurados em terrenos calcários. A execução desta consistiu em utilizar quantidades consideráveis de explosivos nas fendas d'água produtivas, em poços de baixo rendimento, visando aumentar a sua produtividade. Para o conhecimento prévio dos trechos fendilhados nos poços destinados à detonação, utilizou-se o método de perfilagem química de poços (método de diluição, in CUSTÓDIO & LLAMAS, 1976), empregando como traçador o cloreto de sódio (sal de cozinha). Este método foi também desenvolvido pelo CETEC, tendo-se obtido comprovados resultados elucidativos quanto ao tipo de fluxo existente nos poços, bem como quanto à determinação de suas zonas mais permeáveis (SILVA, A.B., e ESCODINO, P.C. B., 1980), conforme a ilustração em anexo.

Os resultados então obtidos com a estimulação de sete poços foram animadores, tendo sido atingido aumentos de produtividade em algumas vezes superiores a 100%, conforme o quadro 1 a seguir.

QUADRO 1
AUMENTO DA PRODUTIVIDADE DOS POÇOS, APÓS A ESTIMULAÇÃO*

POÇOS	VAZÃO ESPECÍFICA (ℓ/s/m)		VARIACÃO DE PRODUTIVIDADE (%)
	ANTES DA DETONAÇÃO	APÓS A DETONAÇÃO	
MA-033	0,0170	0,0370	+ 117,6
MA-650	2,7500	5,6000	+ 103,6
MA-651	0,1240	0,3000	+ 141,9
MA-652	0,1590	0,0150	- 90,6
MA-656	0,0080	0,0330	+ 312,5
MZ-207	0,0169	0,0175	+ 3,5
MZ-208	0,0230	0,0110	+ 52,2

* Fonte: SILVA, A.B. et alii, 1981

Como se observa acima, apenas dois poços apresentaram resultados negativos; estes, tiveram problemas na fase de desenvolvimento e desobstrução após a etapa de detonação, havendo sido suspensos estes trabalhos, no intuito de conservar os índices dos custos operacionais previstos e destinados a este fim.

Esta linha de pesquisa teve continuidade com o projeto "Estimulação de Poços no Estado de Alagoas", desenvolvidos pelo CETEC-MG e EDRN-Empresa de Recursos Naturais do Estado de Alagoas, com participação financeira da SUDENE. A realização destes estudos seguiu similar metodologia, à exceção dos trabalhos de perfilagem em que se utilizou como traçador químico, águas de baixa concentração, em vez do sal de cozinha. Tal procedimento invariavelmente indica as zonas fendilhadas dentro dos poços (ESCODINO, 1982-inédito) que via de regra apresentavam-se com elevada salinidade.

A realização de onze estimulações, no cristalino da região de Santana do Ipanema, alcançou portanto os seguintes resultados:

QUADRO 2
AUMENTO DA PRODUTIVIDADE DOS POÇOS, APÓS A ESTIMULAÇÃO

POÇOS	VAZÃO ESPECÍFICA (ℓ/s/m)		VARIACÃO DE PRODUTIVIDADE
	ANTES DA DETONAÇÃO	APÓS A DETONAÇÃO	
BA-01	0,4482	0,6343	+ 41
CA-01***	0,0947	0,1876	+ 98
CA-02	0,0245	0,1623	+ 363
MI-01	0,0027	0,0117	+ 333
OF-01	0,0085	0,0138	+ 62
OL-01	0,0025	0,0092	+ 268
ST-01	0,0060	0,0107	+ 78
ST-02**	0,0140	0,0052	- 63
ST-03**	0,0194	0,0060	- 69

*** O poço CA-02 situa-se a 1,5m do CA-01.

** Verificados problemas operacionais durante a recuperação dos poços estimulados.

* Fonte: ESCODINO, P.C.B. 1982 e 1984 - inédito

Os resultados acima discriminados, sem dúvida apresentam-se animadores. No entanto, seria ainda prematuro reconhecermos como definitiva a aplicabilidade do método, para poços perfurados em rocha cristalina.

É importante observar que os testes hidráulicos de avaliação realizados antes e após os experimentos de estimulação, apenas dimensionaram as vazões específicas dos poços (a sua produtividade). Seria no entanto recomendável a realização de testes hidráulicos escalonados, quando houverem disponíveis equipamentos adequados a este tipo de avaliação. Os testes escalonados, vêm possibilitar avaliações sobre perdas de carga no aquífero e no poço (CUSTÓDIO & LLAMAS, 1976 e NAHM, G.Y., 1980), melhor quantificando a sua eficiência antes e após os testes de estimulação.

6. ALGUNS RESULTADOS OBTIDOS COM A ESTIMULAÇÃO DE POÇOS

As estatísticas dos resultados alcançados são escassas, ainda que existam alguns trabalhos específicos realizados no Missouri U.S.A., já na década de 60. KOENIG (1960, a), ao avaliar os resultados obtidos em 455 testes realizados com os diversos métodos de estimulação, (fraturamento hidráulico em 9,5% dos poços; acidificação sob pressão em 29,8%; detonação, em 27,2%; "surging" - métodos clássicos em aquíferos inconsolidados em 13,9%; explosivos vibratórios em 10,6% de poços em aquíferos geralmente inconsolidados e em outros 9% de poços, não discriminados), aplicados em poços captando de diversas formações aquíferas, chegou às seguintes conclusões:

- a) Em 11% dos casos os resultados foram negativos. Tendo considerado a vazão específica "A", obtida após os tratamentos de estimulação e a vazão específica "B" obtida antes da estimulação, a relação A/B foi inferior a 1;
- b) Em 50% dos casos, A/B foi igual ou menor do que 1,97 (mediana). Este dado reflete um aumento de produtividade da ordem de 100%, cuja incidência atinge a metade dos casos considerados;
- c) Em 70% dos casos, a relação A/B foi igual ou menor do que 3, o que veio representar que em 30% dos poços estimulados houveram aumentos de produtividade superior a 200%;
- d) Em 10% dos casos, A/B foi igual ou superior ao índice de 11,9. Tal índice, bastante elevado, vem demonstrar que em casos específicos e singulares, o emprego destas técnicas encerra consideráveis perspectivas de sucesso.

Os melhores êxitos foram obtidos mediante os tratamentos de estimulação em poços perfurados em aquíferos consolidados. Em 259 testes efetuados, obteve-se os seguintes números:

- a) 7% dos casos foram falhos, com $A/B \leq 1$;
- b) 50% dos casos, resultaram $A/B \leq 2,41$;
- c) 90% dos casos, apresentaram $A/B \leq 26$, índice consideravelmente alto.

Dentre estes aquíferos, o autor considera os resultados obtidos nas seguintes formações geológicas:

- nos arenitos consolidados:

- a) 5% dos poços apresentaram $A/B \leq 1$;
- b) 50% dos poços, tiveram $A/B \leq 2,4$;
- c) 90% dos poços, apresentaram o índice $A/B \leq 58$;

- nos calcários:

- a) 9% dos poços apresentaram $A/B \leq 1$;
- b) 50% dos poços, com $A/B \leq 2,7$;
- c) 90% dos casos, com $A/B \leq 18$.

Os resultados obtidos em 130 testes efetuados em poços perfurados em aquíferos inconsolidados, na maioria testados com explosivos vibratórios e "surging" (pistoneamento, inversão de fluxo com parada intermitente de bombeamento, gelo seco e outros), são pelo autor apresentados:

- a) 20% dos casos foram falhos, com $A/B \leq 1$;
- b) 50% dos casos tiveram o índice $A/B \leq 1,45\%$;
- c) 90% dos casos, com $A/B \leq 4$.

Com relação aos custos relativos aos métodos empregados, KOENIG, (1960, b), apresenta os seguintes números:

<u>Métodos</u>	<u>Custo Médio US\$</u>	<u>Custo Médio Variável US\$</u>
todos os métodos	1050	180 a 4000
"surging"	380	100 a 2000
explosivos vibratórios	660	550 a 1200
acidificação sob pressão	950	320 a 4000
fraturamento hidráulico	1250	750 a 5500
dinamitação	1800	110 a 5000

Os custos médios anteriormente especificados pelo autor, referem-se não somente aos custos do tratamento da estimulação, mas também àqueles relativos à avaliação e recuperação dos poços.

Considerando os custos e benefícios relativos ao investimento realizado com a estimulação, o referido autor chegou às seguintes conclusões e estatísticas:

<u>Métodos</u>	<u>Custo Máximo para Investimento</u>
"surging"	5% do custo de um poço original
dinamitação	30% do custo de um poço original
explosivos vibratórios	10% do custo de um poço original
fraturamento hidráulico	25% do custo de um poço original
acidificação sob pressão	25% do custo de um poço original

Considerando a efetividade média obtida nos poços com os métodos de estimulação, KOENIG (1960, c) apresentou os seguintes resultados:

<u>Métodos</u>	<u>A/B média*</u>	<u>A/B ≤ 1</u>
"surging"	1,2	24%
explosivos vibratórios	2,25	0,0%
dinamitação	2,12	5,0%
acidificação	2,61	13,0%
fraturamento hidráulico	5,50	13,0%

*A: capacidade específica, após a estimulação

B: capacidade específica, antes da estimulação

Considerando os cursos e os benefícios, computados ao longo do tempo de retorno do investimento realizado com a estimulação, este autor admite que em 75% dos casos estudados, a estimulação dos poços é a melhor escolha econômica, sobre o investimento do mesmo capital no mercado financeiro (norte-americano), com rendimento de 10% a.a., de juros compostos.

Com relação ao método de estimulação por explosivos, KOENIG (1960, b) considerou-o algo menos eficaz com relação aos métodos de fraturamento hidráulico e acidificação. Esta constatação se apresenta compatível com o esperado, pelo motivo de que os poços estimulados se encontram em sua maioria, perfurados em arenitos consolidados, situados a maiores profundidades (exigência de maiores razões lineares de carregamento), além do que tais detonações tenham produzido danificações e altos custos de recuperação nos poços testados neste tipo de aquífero, quando inclusive se refere a um valor de 11.300 dólares para a recuperação de um poço detonado.

Alguns testes práticos realizados na região de WISCONSIN, U.S.A (MILAEGER,

R.E., 1942) em poços perfurados em arenitos intertrapeados à profundidade superior que 280 metros, resultaram incrementos de produtividade; no entanto, pelo motivo exposto acima, estes incrementos foram inferiores a 12,5%.

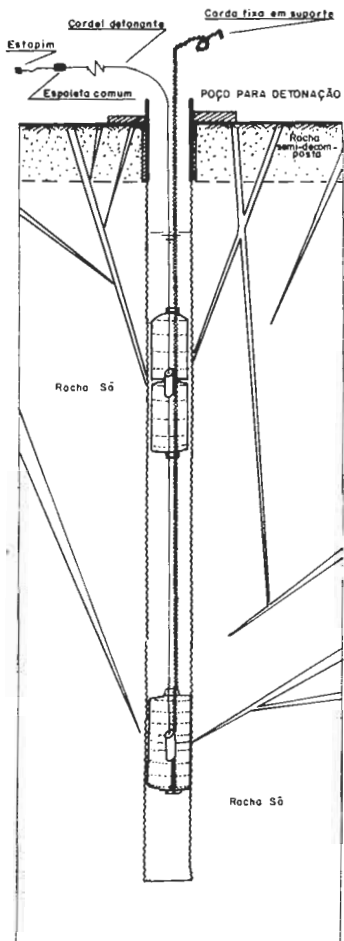
Verifica-se pois que, nestes procedimentos de estimulação com explosivos, deve-se praticá-los em poços rasos (máximo de 100 m) perfurados em meios aquíferos fraturados, principalmente granitos, basaltos, gnaisses-migmatíticos e calcários.

7. CONCLUSÃO

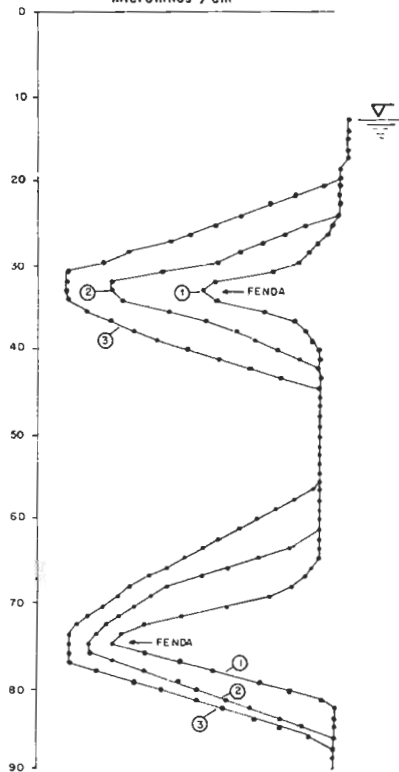
Considera-se um campo aberto à pesquisa, a utilização e a adequação das diversas técnicas de estimulação de poços de captação de água subterrânea, visando aumentar o seu rendimento. É importante ressaltar no entanto, que durante o desenvolvimento destes estudos deve-se dar grande importância aos aspectos práticos e econômicos sobre o emprego destas técnicas para que se possa realmente a curto e médio prazo, aliar resultados técnicos promissores com a exequibilidade de sua realização sistemática, dentro do quadro da realidade brasileira.

8. BIBLIOGRAFIA

- CUSTÓDIO, E.G. & LLAMAS, M.R.- "Hidrologia Subterrânea". 1ª edición Tomo II, sección 17. Ediciones Omega S/A., Barcelona, España, 1976.
- HOWARD, G.C. & FAST, C.R.- "Hidraulic Fracturing". Vol. 2, Pan American Petroleum Corporation; Henry L. Doherty Memorial Fund of AIME, Society of Petroleum Engineers of AIME, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. Dallas, Texas, U.S.A., 1970.
- ROENIG, L. - "Survey and analysis of well stimulation performance". Journal American Water Works Association, march, 1960, a, pp. 333-350; U.S.A.
- . - "Economic aspects of water well stimulation". Journal American Water Works Association, may, 1960, b, pp. 361-367; U.S.A.
- . - "Effects of stimulation on well operating costs and its performance on old and new well". Journal American Works Association, december, 1960, c, pp. 1499-1513; U.S.A.
- MILAEGER, R.E. - "Development of deep wells by dynamiting". Journal American Water Works Association, vol. 34, nº 34, nº 5, pp. 689-90, U.S.A., 1942
- NAHM, G.Y. - "Estimating transmissivity and well loss constant using multirate test data from a pumped well". Revista Groundwater, vol. 18, nº 3, pág. 281 a 285. National Water Well Association, U.S.A.
- PULIDO CARRILLO, J.L. - "Hidrogeología Práctica". Urmo S/A de Ediciones, Bilbao, España, 1978.
- SILVA, A.B. & ESCODINO, P.C.B. e NERY, A.C.F. - "Estimulação de poços tubulares por meio de explosivos, no Karst da região do Jaíba, Norte do Estado de Minas Gerais". Revista Águas Subterrâneas, ABAS, vol.4, pág. 45-68, São Paulo-SP, dez/81, Brasil.
- WALTZ, J. & DECKER, T.L. - "Hydro-fracturing offers many benefits. Low-cost stimulation techniques improve water supplies of wells in the Colorado Front Range Mountain area". The Johnson Driller's Journal, second quarter, pp. four-nine, U.S.A., 1981.
- WILLIAMS, B.B., GIDLEY, J.L. and SCHECHTER, R.S. - "Acidizing fundamentals". vol. 6, Esso Exploration, Inc., Exxon Company and University of Texas. Society of Petroleum Engineers of AIME, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc, Dallas, Texas, U.S.A., 1979.



PERFILAGEM COM TRAÇADOR QUÍMICO
(No C1)
micromhos / cm



L E G E N D A

- | | | | |
|--|-------------------|---|--------------------------------------|
| | FENDA COM ÁGUA | | ENTRADA DE ÁGUA COM FLUXO HORIZONTAL |
| | BOOSTER | | NÍVEL ESTÁTICO DO POÇO |
| | CARGAS EXPLOSIVAS | ① | 1ª MEDIDA |
| | | ② | 2ª MEDIDA |
| | | ③ | 3ª MEDIDA |

PERFIS ESQUEMÁTICOS ILUSTRANDO O MÉTODO DE
DETECÇÃO DAS ENTRADAS D'ÁGUA E DETALHES DO
CARREGAMENTO DO POÇO PARA DETONAÇÃO

BALANÇO DA PRODUÇÃO DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA NO ESTADO DE MINAS GERAIS

Marcus Pereira de Mello

CETEC - UFRJ

ABSTRACT

Considerations concerning to geologic mapping data, in Minas Gerais state, are presented. It is assumed that the time ordering based on scale, means a methodological possibility that makes easier the relationment of different processes in brazilian recent history.

INTRODUÇÃO

Este trabalho é uma análise preliminar de parte dos dados que estão sendo tratados para comporem uma tese de mestrado no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, sobre a produção cartográfica do conhecimento sobre recursos naturais em Minas Gerais.

O objetivo principal do presente texto é fornecer subsídios para uma abordagem histórica do que tem sido o processo de produção do conhecimento geológico cartografado em Minas Gerais, procurando explicitar tendências ao longo do tempo. Por outro lado, destaca ainda a intensidade e o significado da ação do Estado na produção desta cartografia, bem como procura evidenciar as relações existentes entre os processos político-social e econômico-científico, que marcaram a história recente do país.

São utilizados apenas os levantamentos que dizem respeito ao conhecimento geológico em geral, isto é, além de mapas geológicos, foram computados os mapas geofísicos, geoquímicos, hidrogeológicos e tectônicos. Os relativos aos demais recursos naturais foram desconsiderados.

METODOLOGIA

Utilizou-se com fonte primária de dados, cadastros realizados por entidades governamentais, não tendo sido pesquisados os mapeamentos realizados por empresas particulares e que não se acham sob domínio público.

A multiplicidade de mapas existentes nas mais variadas escalas, não atesta apenas que se passa de um nível de abstração a outro mas, retratam antes de mais ainda, uma demanda real de informações sobre uma determinada porção do território. Quem demanda e quando, são dados tão preciosos para se entender o processo de produção de um espaço, quanto o próprio conteúdo dos mapas.

Lacoste, em seu ensaio "A Geografia" diz explicitamente que "o Estado também é uma entidade geográfica e o aparelho de Estado organiza o espaço geográfico de modo a exercer seu poder sobre os homens" (pág. 234) ressaltando que "o imperialismo também é um fenômeno geográfico: ele implica, através de diferentes níveis, o domínio e a organização do espaço planetário. As mudanças de estratégia do imperialismo traduzem-se nas transformações de seus controles sobre o espaço, mas estas modi

ficações não se fazem às claras, não são facilmente decifráveis". Grande parte da discussão desencadeada por Lacoste vem no sentido de afirmar que a operação que "consiste em mudar de escala, transforma por vezes de modo radical, a problemática que podemos estabelecer e os raciocínios que podemos formar". Para ele, a mudança de escala corresponde a uma mudança do nível de análise e deveria corresponder a uma mudança de conceitualização.

Ao reconhecer que a escala possui um significado em si mesmo, pode-se utilizá-la como instrumento metodológico para a descrição de fenômenos e relações que se dão sobre o território.

Quando Lacoste (1980) propõe várias ordens de grandeza para definir o estudo dos arranjos espaciais que compõem a realidade, ele na verdade, está se utilizando da escala (ordem de grandeza) como um instrumento explicitador das várias relações presentes em um meio.

Considerando que a produção do espaço se dá através de forças de diversas grandezas e por interesses distintos, é que optamos por, utilizando a escala como agente diferenciador destas relações, ordenar os mapeamentos geológicos segundo suas escalas e de acordo com seu surgimento no tempo.

Optamos por acumular os dados por quinquênios, tanto para evitar a sua dispersão temporal, caso fossem tratados anualmente, quanto para impedir uma excessiva generalização, possível de ocorrer se considerássemos períodos mais longos. Além disto, há que se ressaltar que, o acúmulo dos dados por quinquênios, nos permitiu destacar algumas datas significativas de mudanças estruturais e conjunturais na economia e história recente do país. Assim, é que se podem realçar, a partir de anos como 1959, 1964, 1969 e 1974, períodos expressivos como o desenvolvimento do governo JK, os períodos imediatamente anterior e posterior ao golpe de Estado de 1964, e por fim o período do falaz "milagre brasileiro". Decorre daí a possibilidade de se associar fenômenos, na maioria das vezes tratados em separado, como é o caso dos processos político-social e científico-econômico, da geração do conhecimento geológico e da produção mineral.

Considerando que são fundamentalmente distintos mapeamentos em escalas tais como: 1:500, 1:25.000, 1:100.000 e 1:500.000, por exemplo, é que se resolveu separá-los por faixas escalares de mesmo grau de significância.

Assim, foram inicialmente agrupados em categorias distintas, os diversos mapeamentos segundo os seguintes intervalos escalares: de 1:500 a 1:5.000, de 1:7.500 a 1:15.000, de 1:20.000 a 1:25.000, de 1:40.000 a 1:75.000, de 1:100.000 a 1:150.000, de 1:175.000 a 1:300.000, 1:500.000, 1:1.000.000 e menores que 1:1.000.000.

Utilizou-se os seguintes estudos: "Cadastro dos Levantamentos de Recursos Naturais da Área de Influência da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste", CETEC/CNPq, 1979; "Atlas Índice de Levantamentos Relativos à Geociências e Recursos Naturais de Minas Gerais", IGA, 1982; "Cadastro dos Levantamentos Básicos da Bacia do São Francisco", CDVSF, 1982 e "Projeto Implantação do Sistema de Informações Sobre Recursos Naturais do Estado de Minas Gerais", CETEC (em execução).

Foram elaborados tabelas e gráficos, a partir dos quais procurou-se a explicitação do processo de produção cartográfica ao longo do tempo.

AS ESCALAS NO TEMPO

O primeiro tabulamento consistiu em lançar os dados em faixas escalares conforme as indicadas acima (Tabela 1). A seguir, para se poder tratá-los de uma maneira generalizante, foram tabulados segundo intervalos escalares. Assim, foram considerados de grande escala aqueles mapeamentos compreendidos pelas escalas 1:500 e 1:25.000; de escala intermediária os compreendidos entre 1:40.000 e 1:150.000 e finalmente de pequena escala aqueles menores do que 1:150.000 (Tabela 2). Nesta tabela foram ainda lançados todos os percentuais relativos aos quin-

quênios e às faixas escalares.

Para estas tabelas, foram considerados 293 mapeamentos que correspondem a cartas ou projetos. Sempre que a informação disponível o permitia, foram computados o número de cartas publicadas em separado.

De acordo com os tabulamentos efetuados, pode-se observar, em primeiro lugar, que existe um grande hiato nos cadastros consultados, relativo aos anos anteriores ao registro do 1º mapa. Este foi produzido pela Superintendência de Geologia e Geografia do Estado de Minas Gerais, SGGMG, sendo de se admirar que, um estado secularmente minerador, tenha no ano de 1934, o primeiro registro de um mapeamento.

A partir desta data, segue-se um grande intervalo de 16 anos, durante o qual ocorre um só registro - em 1947 - de um "mapa e perfis geológicos da jazida Casa de Pedra" realizado pelo USGS, na escala 1:2.000.

Somente a partir do quinquênio 1950-54, é que os mapeamentos tornam-se expressivos (5 deles, no intervalo escalar de 1:20.000 a 1:25.000) totalizando no período, 9 mapeamentos, que perfazem 3,1% do total. Isto significa que nos últimos 30 anos foram registrados, 96,9% dos mapeamentos do estado. É evidente a lacuna que denuncia uma expressiva ausência de informações. Tal fato é ainda mais significativo, se atentarmos que, este período não abrange as duas últimas guerras mundiais, notórias também, pelo aumento da demanda por matérias primas.

Os períodos subsequentes registram um crescimento contínuo, sendo que em 10 anos, do período 1955-59 ao de 1965-69, dobra-se o número de mapeamentos. Ao intervalo 1965-1984, corresponde 78,1% dos mapeamentos postos em circulação no estado (Tabela 2).

Mas é na separação por escalas que podemos notar a evolução dos processos anteriormente referidos. Dos mapeamentos catalogados 50,1% estão na faixa de 1:20.000 a 1:150.000. Os considerados de grande escala perfazem 32,1%, os de escala intermediária 36,8% e os de pequena escala 37,1%. Aparentemente há uma distribuição proporcional destes mapas, mas se observados ao longo do tempo, surgem significativas anomalias. (Além do que, seria de se esperar que existissem em muito maior número os mapeamentos de detalhe).

Os mapeamentos de grande escala (Figura 1) tem o seu máximo no período 1964-69, decrescendo logo após. (Nesta faixa não foi considerado um projeto realizado pelo CETEC para a PLAMBEL, específico da Região Metropolitana de Belo Horizonte, concluído em 1983 e não publicado). Para os mapeamentos da escala intermediária, o máximo se dá no período 1969-74. Já os mapeamentos de pequena escala, possuem o seu máximo no período 1974-79. (Considerou-se que os dados relativos ao período 1980-84, não estão completos, haja visto que o único cadastro realizado após 1982, ainda está em execução pelo CETEC).

É interessante observar que os máximos das três faixas estão defasados no tempo, sugerindo um desenvolvimento desarmônico, que parece indicar ter a apropriação do recurso - que é inicialmente expressa pela produção do mapa geológico de detalhe - precedendo ao planejamento da ocupação do território; que se dá obviamente, a partir da disponibilidade de informações às escalas intermediária e pequena.

Tal constatação nos indica claramente que há períodos (ou ciclos) distintos na produção do espaço mineiro, e mais ainda, que estes períodos não se compatibilizaram no tempo. Sendo tão nítida a defasagem entre os máximos escalares, é de se esperar que tenha havido também, de fato, uma defasagem nos processos sócio-econômicos que aí se deram. O significado maior desta constatação é que, a ação do Estado, via planejamento, tem sido defasada da ação produtiva minerária.

Esta discrepância fica ainda mais evidente quando agrupamos os mapeamentos segundo sua distribuição percentual entre as faixas escalares consideradas (Figura 2). A primeira observação notável é que, a partir de 1964, há uma profunda alteração nas proporções entre os diversos mapeamentos, ocorrendo até mesmo, no período 1964-69, uma total inversão das relações até então existentes.

Os mapeamentos de pequena escala são cada vez em maior número

ro, atingindo no período 1974-79 o mais elevado índice jamais observado em outra ocasião. Por outro lado, o decréscimo dos mapeamentos de grande escala (salvo um máximo local no período 1974-79) é constante a partir de 69.

Desta separação por escalas, pode-se observar nitidamente que, a produção de mapas sintéticos, úteis fundamentalmente para se obter uma visão genérica do território e utilizado institucionalmente pelo Estado para o planejamento, estão defasados no tempo. Tal fato nos indica que a ação planejadora só se tem dado após a apropriação efetiva do bem mineral. Em outras palavras, não se planeja, de fato, o desenvolvimento e a produção mineral porque, a ação do Estado, desde a produção do conhecimento básico, só se dá após o domínio por terceiros da destinação dos recursos minerais.

Organizando os dados por faixas escalares e entidades executoras, pode-se destacar alguns aspectos bastante significativos (Tabela 3). Os totais desta tabela e da Tabela 2 não são coincidentes porque as informações disponíveis não permitiram a compatibilização, isto é, algumas vezes são listados mapeamentos sem escala, outras sem data e sem executor. Assim ao se procurar agregar o máximo de informações a cada tabela, considerando em uma alguns dados desprezados na outra, o resultado foi uma diferença de 5 mapeamentos. Considerou-se que esta diferença, que corresponde a 1,7%, não compromete significativamente a análise elaborada.

Da observação da Tabela 3 é de se destacar que a iniciativa estatal (incluindo-se aí os 10,3% de trabalhos de origem universitária) correspondem a 53,8% dos mapeamentos realizados. A seguir aparece, o que foi considerado iniciativa estrangeira (USGS e Universidade de Heil delberg) totalizando 26%; a contribuição isolada de alguns geólogos é responsável por 12,5% e por último, a iniciativa privada com 8,8%.

Desta última vale ressaltar que as empresas que realizaram os mapeamentos, são fundamentalmente prestadoras de serviços e não mineradoras. Deste fato depreende-se que os maiores beneficiários da exploração da riqueza mineral em Minas Gerais, as mineradoras, são os que menos tem contribuído (tornando públicos os mapeamentos realizados) para o fomento e divulgação do conhecimento geológico no estado.

Cabe ainda ressaltar o elevado grau de concentração da produção cartográfica, uma vez que os cinco maiores executores de mapeamentos são responsáveis por 65,3% do total; sendo 41% da iniciativa estatal e 24,3% realizados pelo USGS. Se considerarmos que estes últimos foram realizados em convênio com o governo brasileiro, o Estado torna-se o único responsável pelo total acima e mais, perfaz o índice de 78,1% do total de mapeamentos catalogados e divulgados.

CONCLUSÕES

O comportamento das diferentes escalas de mapeamentos observado ao longo do tempo evidencia uma tendência declinante para projetos de grande escala, e indica um aumento expressivo na geração governamental de projetos de pequena escala. Não obstante concordar-se com a avaliação que esta é uma das atribuições do Estado, cabe indagar, caso esta tendência prossiga associada ao declínio na produção de mapeamentos de grande escala, se não se chegará brevemente ao ponto em que os mapas de pequena escala nada mais terão a acrescentar aos anteriores.

Parece-nos conveniente que o Estado venha a se ocupar com a produção de mapeamentos de detalhe, tanto no intuito de evitar a perpetuação de uma situação tendente à diminuição da produção de cartografia geológica de grande escala, quanto a incentivar a pesquisa mineral, fornecendo mapas geológicos de áreas até então desconsideradas pela iniciativa privada. Sabe-se perfeitamente que o mapeamento é um investimento dispendioso, de maturação demorada e retorno incerto, o que faz com que estes só se efetivem onde as probabilidades de remuneração mínima são maiores; assim, é comum desprezar-se o estudo de detalhe em áreas que não se apresentam, à primeira vista, bastante promissoras.

Mesmo concordando com as diretrizes gerais e propostas do documento da CONAGE (Proposições dos Geólogos Brasileiros Para o Setor Mineral, 1985), julgamos convenientes ampliar o conceito de "Mapeamentos Básicos", considerando como tal não apenas aqueles realizados à pequena escala mas, todos os mapeamentos necessários à ampliação do conhecimento geológico e ao aumento da probabilidade de detecção de jazimentos.

Parece-nos que de Estado de Minas Gerais, está se aproximando de um período de reversão de expectativas, isto porque após tantas décadas de investimentos e produção mineral ininterrupta, nota-se um significativo decréscimo na produção cartográfica de detalhe. Tal fato tanto pode indicar o surgimento de outras áreas com maiores vantagens de investimentos (quer sejam induzidas ou não pela ação governamental, e no primeiro caso Carajás é um exemplo claro) quanto, pode indicar, que se chegou ao limiar onde os riscos não justificam mais os investimentos, ocasionando uma evidente retração desses. Tal fato pode indicar que se o Estado não assumir a responsabilidade de gerar mapeamentos de detalhe, corre-se o risco de, a curto prazo, ter-se um considerável decréscimo na produção mineral, restando ao Estado o papel de planejar sobre o que não existe, ou o que é pior, administrar os buracos deixados na paisagem e na economia mineira. Em uma época onde a crise e o desemprego são flagelos partilhados por toda uma sociedade, esta não parece ser uma opção aceitável.

Caberia ainda ao governo do estado, através de sua Secretaria de Minas, atuar no sentido de coordenar a ação dos diversos órgãos e entidades estatais aqui atuantes, visando racionalizar a utilização dos recursos na produção do conhecimento geológico. Assim, a Secretaria deveria estar atenta para evitar a rotineira superposição de projetos, como por exemplo, a existência no período de 1964-84, de 21 folhas ou mapas na escala 1:1.000.000 e de 41 na escala 1:500.000. A racionalização na aplicação do recurso público deveria ser uma norma rigidamente observada num setor tão carente de recursos.

Por fim, o Estado deveria se incumbir de montar um centro de documentação e informação geológica, onde o depósito de toda a cartografia gerada no estado seria obrigatória. Este centro, que deveria estar ligado a algum órgão já existente, como o IGA ou DNPM, deveria ainda possuir recursos para a publicação de mapeamentos acadêmicos e científicos, que não necessariamente se vinculariam ao aproveitamento econômico de uma área mas, que constituem fonte primária do conhecimento geológico. Seria oportuno ainda, que os mapeamentos de superfície (e não necessariamente os de mina) realizados pelas mineradoras fossem tornados públicos. Este centro deveria se responsabilizar pela compilação e divulgação destes dados. Tais serviços poderiam inclusive ser executados através de convênios com as universidades, tanto como atividades de extensão quanto oferecendo estágios a estudantes dos últimos períodos ou franqueando-lhes o acesso às informações para a elaboração de seus trabalhos acadêmicos de graduação.

AGRADECIMENTOS

Aos colegas Sandra Alcione, do CETEC e José Márcio que, no anônimo e tão dificultoso trabalho institucional, fizeram o possível para que algo pudesse se tornar público. À eles o reconhecimento de que, sem os seus esforços, sequer esta avaliação preliminar poderia ser esboçada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COORDENAÇÃO NACIONAL DOS GEÓLOGOS, CONAGE - 1985 - Proposições dos Geólogos Brasileiros Para o Setor Mineral, Brasília, CONAGE, 37 p.
- COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DO VALE DO SÃO FRANCISCO, CDVSF - 1982 - Atlas Índice dos Levantamentos Básicos da Bacia do São Francisco.
- LACOSTE, Y. - 1973 - A Geografia. In: CHATELET, F. org. A Filosofia das Ciências Sociais, de 1860 a Nossos Dias. Rio de Janeiro, Zahar, p. 221-274.

- LACOSTE, Y. - 1980 - Unité e Diversité du Tiers Monde, 3 v. Paris. François Maspero.
- _____ - 1984 - Geography and Foreign Policy. In: JOHN HOPKINS UNIVERSITY, ed. Sais Review, 4(2): 213-227.
- FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS - 1979 - Cadastro dos Levantamentos de Recursos Naturais da Área de Influência da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, SUDENE, Ed. Rev. Cor. CETEC/CNPq, ed. 26 p.
- _____ - 1985 - Projeto Implantação do Sistema de Informações Sobre Recursos Naturais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. CETEC (em conclusão).
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS - 1982 - Atlas Índice dos Levantamentos Relativos à Geociências e Recursos Naturais de Minas Gerais. Belo Horizonte. IGA, 135 p.
- RIO, G.A.P.; COELHO, M.C.N.; COTA, R.G. - 1985 - Política Mineral (Uma Contribuição). Rio de Janeiro (inédito).

TABELA 1
FAIXAS ESCALARES POR QUINQUENIOS

QUINQUENIOS (ANOS)	30-34	35-39	40-44	45-49	50-54	55-59	60-64	65-69	70-74	75-79	80-84	TOTAL	%
FAIXAS ESCALARES													
até 1:5.000				1		3	5	6	1	2		18	6,1
1:7.500 a													
1:15.000							1	2	3	9	1	16	5,5
1:20.000 a					5	17	16	17	1	1	3	60	20,5
1:25.000													
1:40.000 a					3	3	4	3	8	9	21	51	17,4
1:75.000													
1:100.000 a							1	9	11	9	9	39	13,3
1:150.000													
1:175.000 a					1	1	1	9	10	16	16	44	15,0
1:300.000													
1:500.000						1		3	10	20	8	42	14,3
1:1.000.000								3	4	12	2	22	7,5
1:1.000.000	1										1	1	0,3
TOTAL	1	-	-	1	9	25	28	52	48	70	51	293	99,9
%	0,3	-	-	0,3	3,1	8,5	9,6	17,7	16,4	26,6	17,4	99,9	

TABELA 2
SÍNTESE FAIXAS ESCALARES X QUINQUÊNIOS

QUINQUÊNIOS (ANOS)	1930 a 1934		1935 a 1939		1940 a 1944		1945 a 1949		1950 a 1954		1955 a 1959		1960 a 1964		1965 a 1969		1970 a 1974		1975 a 1979		1980 a 1984		TOTAL	%
ESCALAS																								
Grande							1 (0,3)	5 (1,7)	20 (6,8)	22 (7,5)	25 (8,5)	5 (1,7)	12 (4,1)	19 (6,5)	18 (6,1)	30 (10,2)	4 (1,4)	12 (4,1)	5 (1,7)	18 (6,1)	48 (16,4)	17 (5,8)	94	32,1
Intermediária								3 (1,0)	3 (1,0)	5 (1,7)	12 (4,1)	12 (4,1)	19 (6,5)	24 (8,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	30 (10,2)	90	31,0
Pequena	1 (0,3)							1 (0,3)	2 (0,7)	1 (0,3)	15 (5,1)	15 (5,1)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	24 (8,2)	109	37,2
TOTAL	1						1	9	25	28	52	48	48	78	51	293	100,3							
%							0,3	3,1	8,5	9,6	17,7	16,4	26,6	17,4	99,9									

(*) Os valores listados entre parenteses referem-se aos percentuais de cada quantidade.

TABELA 3
NÚMERO DE MAPEAMENTOS LISTADOS SEGUNDO
AS ENTIDADES EXECUTORAS

ENTIDADE	FAIXAS ESCALARES		Pequena	Total	%
	Grande	Interme- diária			
USGS	66	3	1	70	24,3
CPRM	16	20	31	67	23,3
METAMIG	1	9	9	19	6,6
SUVALE			17	17	5,9
IGA		13	2	15	5,2
DNPM			9	9	3,1
GEOEXPLORAÇÕES		5	2	7	2,4
GEOSOL	3	3	1	7	2,4
IGC-UFGM	1	1	5	7	2,4
PROSPEC		1	6	7	2,4
DNPM/LASA	3	3		6	2,1
NUCLEBRÁS	6		4	6	2,1
EFMOP		1		5	1,7
IG-UNGSP		5		5	1,7
SUDENG		1	4	5	1,7
INPE			4	4	1,4
Univ. Heildelberg		4		4	1,4
USP		3	1	4	1,4
CETEC			3	3	1,0
C.G. Eschwege		1	2	3	1,0
IG-UFRJ	2	1		3	1,0
Sad, J.H.; Ladeira, A.E.			2	2	0,7
CNEN			1	1	0,4
DGMG		1		1	0,4
DOCEGEO			1	1	0,4
Ebert, H.			1	1	0,4
GEOFOTO			1	1	0,4
GEOTÉCNICA		1		1	0,4
Hasui, Y.			1	1	0,4
IBRAM			1	1	0,4
INCRA		1		1	0,4
Moura, R.M.			1	1	0,4
PETROBRÁS		1		1	0,4
SAMITRI		1		1	0,4
SGGMG			1	1	0,4
TOTAL	98	79	111	288	
%	34	27,5	38,5	99,8	

LEGENDA
.....escalas grandes
-- -- escalas intermediárias
—— escalas pequenas

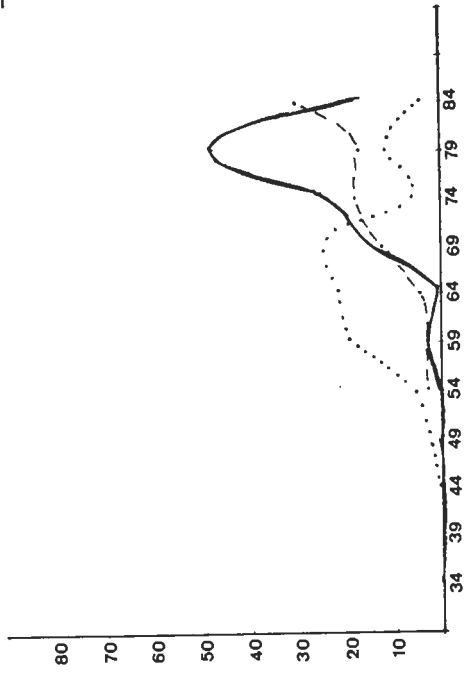


FIGURA 1 - Número de mapeamentos grupados por faixas escalares e quinquênios.

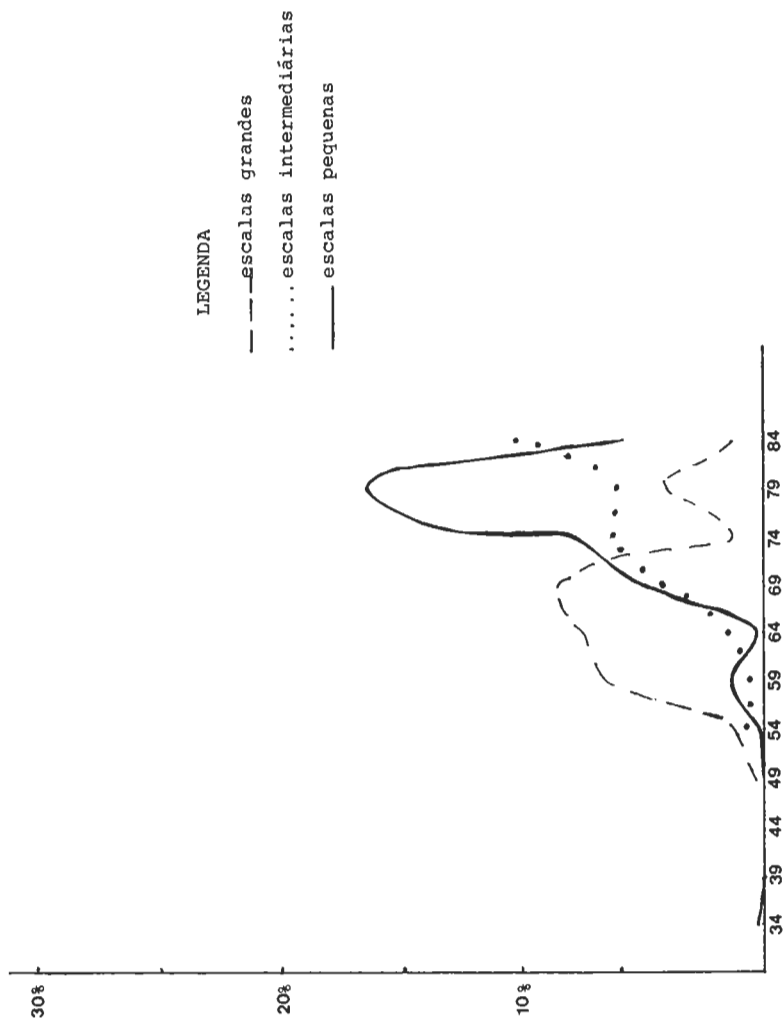


FIGURA 2 - Percentual dos mapeamentos em relação aos quinquênios.

NOTAS SOBRE AS RELAÇÕES DE TRABALHO NA GARIMPAGEM DE PEGMATITOS DO MÉDIO JEQUITINHONHA, MG

Antônio Carlos Pedrosa Soares
IGC - UFMG

Auxílios financeiros, CNPq e CPq - UFMG

ABSTRACT

At the time of field work for geological research in the Middle Jequitinhonha region, northeast Minas Gerais State, the author gave a special attention to the worker's employment relationship of people who deal, directly, with the gemstones production.

Considering the land property, the capital investment in the "garimpagem" (i.e., the exploitation of gemstones or ores without the use of economic and scientific methods and technics; the "garimpo" is the place where "garimpagem" is done) and the organization of groups of "garimpeiros" (i.e., the workers who explore the "garimpo") this study presents a subdivision of the "garimpagem" activity and their agents as follows: the land owner, the "garimpo"'s tenant, the capital investor (i.e., the "fornecedor") and the groups of "garimpeiros" with their subdivisions.

INTRODUÇÃO

Durante trabalhos de campo realizados nos últimos anos no Médio Jequitinhonha, NE de Minas Gerais, buscou-se observar, na convivência diária com garimpeiros, fazendeiros, camponeses e habitantes dos núcleos urbanos, as relações sócio-econômicas e a dinâmica da atividade de garimpagem na região.

Na zona fisiográfica do Médio Jequitinhonha, embora sejam importantes a garimpagem e a mineração, são a pecuária extensiva de corte e a agricultura de subsistência as atividades produtoras predominantes na economia regional (SEPLAN-MG, 1982). Contudo, o restrito capital historicamente acumulado na região (fato notório pela pobreza da população em geral e, até mesmo, dos pequenos e médios fazendeiros) aliado às adversidades do clima, do relevo acidentado e dos solos laterizados, parecem ser fatores determinantes da carência de investimentos, estatais ou privados, nas atividades agropecuárias.

A atividade mineira, na porção oeste do Médio Jequitinhonha, tem sua maior expressão na exploração de minérios de lítio e cassiterita efetuada pela Arqueana de Minérios e Metais Ltda e pela Sandspar Minérios Ltda, localizadas no município de Itinga.

O distrito litinífero de Araçuaí-Itinga detém mais de 90% da produção brasileira de lítio, enquanto o Médio Jequitinhonha como um todo é uma dentre as maiores regiões produtoras de berilo industrial no país (ARAÚJO et al., 1982).

Se, entretanto, observa-se o número de pessoas envolvidas, a garimpagem predomina largamente sobre as empresas de mineração atuantes na região.

Voltados, quase exclusivamente, à busca de gemas e peças de coleção, são os garimpeiros os responsáveis pela importante produção de turmalinas, água-marinha, topázio, quartzo róseo, quartzo citrino, kunzita,

hidenita, crisoberilo, andaluzita e por belos espécimes de minerais que se encontram em muitos museus e coleções particulares do mundo.

Sobre a gíria garimpeira da região é interessante consultar o glossário organizado por GONÇALVES (1982).

CRITÉRIOS DE ANÁLISE E RELAÇÕES DE TRABALHO

Todas as informações e apreciações aqui veiculadas são fruto de conversas informais e observações qualitativas, que se deram em muitos trabalhos de campo para estudos geológicos nos últimos seis anos, não se tendo utilizado questionários, entrevistas formais, ou outras técnicas de coleta de dados.

Buscou-se (PEDROSA SOARES, 1981) hierarquizar as relações na garimagem de pegmatitos da região, bem como os agentes diretos e indiretos desta atividade, baseando-se nos seguintes critérios:

- a posse (propriedade) da terra onde se localiza o garimpo;
- a detenção do compromisso (formal ou informal) de arrendamento do garimpo;
- o investimento alocado no trabalho garimpeiro;
- a função, responsabilidade e liderança dos garimpeiros em seus grupos de trabalho;
- o vínculo do garimpeiro com grupos de trabalho.

Os muitos garimpos em que o autor esteve, em alguns deles realizou os estudos geológicos que permitiram uma convivência direta com os garimpeiros durante vários dias, localizam-se em propriedades privadas e não em terras do Estado ou terras ocupadas por posseiros.

Os arrendamentos de áreas de garimpo parecem ser, na maioria das vezes, realizados por via informal, sem registros contratuais, nos moldes dos "acordos entre cavalheiros".

Os garimpeiros não recebem, na grande maioria das vezes, qualquer salário fixo e não têm vínculos empregatício legais.

O regime de remuneração predominante é a porcentagem, semelhante ao descrito por LAZARIN & RABELO (1984). Neste regime, a remuneração entre os vários agentes, diretos ou indiretos, da garimragem se faz mediante combinação prévia da porcentagem, sobre o valor da produção vendida, que a cada um caberá. Em garimpos "promissores" (por sua tradição de produção de boas gemas, por exemplo) os garimpeiros, às vezes, recebem porcentagens menores que nos garimpos já quase exauridos, ou em início de escavação ou ainda, naqueles que "já deram o bamburro que Deus mandou" (JOÃOZINHO DE PEDRÃO, garimpeiro da Serra da Lorena, Coronel Murta). Mas a porcentagem varia, também, em função da fama de honestidade e eficiência (e de sorte) que um garimpeiro possa ter, dos vínculos de amizade e/ou parentesco entre os indivíduos envolvidos, dentre muitos outros fatores. Em suma, as porcentagens de remuneração são muito variáveis.

A atividade de garimragem, seus agentes e relações de trabalho podem, com base nos critérios anteriormente listados e nas observações acima expostas, ser diferenciados nos seguintes níveis (PEDROSA SOARES, 1984):

1. O proprietário da terra onde se localiza o garimpo, geralmente constituído por vários "serviços" (frentes de "lavra"). É um agente indireto (exceto raríssimos casos; por exemplo, o fazendeiro Bruno, da Lavra do Limoeiro em Virgem da Lapa, que, nas épocas de dificuldades financeiras, trabalhava nas escavações de seu próprio garimpo) porque se configura como detentor do meio de produção sem nele depender sua força de trabalho. Os "serviços" podem ser arrendados isoladamente, ou em conjunto, ou podem ser explorados pelo proprietário da fazenda onde se localizam. Neste último caso, além da porcentagem que recebe pela posse da terra, ainda é comum que o proprietário cobre porcentagem pelo fornecimento de gêneros alimentícios, ferramentas e explosivos, configurando-se como "fornecedor".

2. O arrendatário de garimpo, ou de um ou mais "serviços", que se envolve na atividade tornando-se "fornecedor" (agente indireto) ou garimpeiro-e-"fornecedor" (agente direto) ou, então, sub-loca o garimpo, ou o "serviço". Em qualquer caso, a remuneração de lado a lado parece ser, predominantemente, feita na base da porcentagem sobre a produção vendida. Mui-

tos dos arrendatários são comerciantes dos núcleos urbanos da região.

3.0 "fornecedor", termo utilizado pelos garimpeiros para designar o indivíduo que lhes fornece alimentação básica nos dias de trabalho, tralha de cozinha e para montagem dos barracos, ferramentas, explosivos e, muito raramente, uma pequena remuneração semanal. O "fornecedor" é o verdadeiro investidor do garimpo, que detendo ou não o meio de produção (isto é, o direito legal de explorar o sub-solo ou, simplesmente, a terra onde se localiza o garimpo) aplica capital na garimpagem, cujo retorno é cobrado em termos de porcentagem sobre a produção vendida. Portanto, caracteriza-se como agente indireto, à exceção dos casos em que trabalha nas escavações dos seus "serviços". O "fornecedor" pode ser o proprietário da terra, um arrendatário, um sub-locatário, ou um garimpeiro que se encontra em boas condições financeiras. É comum encontrar-se garimpeiros que, pelo menos enquanto lhes sobra algum dinheiro pelo achado de boas gemas, tornam-se "fornecedores". O "status" e competitividade do "fornecedor" aumentam tanto à medida de suas facilidades (extra-financeiras) em conseguir explosivos, dos seus sucessos anteriores e da própria simpatia do indivíduo. O que condiciona a facilidade do "fornecedor" em conseguir garimpeiros que para ele trabalhem.

4. A turma-de-serviço que, se completa, é composta por um garimpeiro chefe-de-turma, marleteiros, picareteiros, carreiros e cozinheiro. O tipo de garimpo, se em rocha alterada ou rocha fresca com uso de explosivos, influi na composição e no número de garimpeiros de uma turma. A despeito disto, o número de garimpeiros varia muito de turma para turma e encontram-se, embora não seja comum, aqueles que trabalham isoladamente. Da mesma forma, poucas vezes observou-se turmas-de-serviço com mais de seis garimpeiros. Independente das funções acima listadas na turma de-serviço, o garimpeiro é, de fato, o agente direto aqui considerado, ou seja, aquele que despense sua força de trabalho na atividade produtiva. O regime de remuneração entre "fornecedor" e turma-de-serviço, bem como dentro desta, é feito no regime da porcentagem. O chefe-de-turma lidera mais por seu discernimento e experiência (achar a "linha" e o "cal-deirão"), por seus sucessos anteriores (mesmo que sejam considerados como golpes de sorte), por sua capacidade de organizar o trabalho dos companheiros e por saber executar o trabalho de todos eles, do que por seu autoritarismo ou carisma. O cozinheiro (o "cuca") é um ponto de referência importante para se obter informações; além de, geralmente, preparar refeições deliciosas (arroz no alho, feijão com pele de porco, mamão verde afogado na salsa, coentro e cebolinha, abóbora moranga apimentada, carne de sol e farofa, couve e o "cuado" antes do pito).

5. O "fiscador-de-desmonte", indivíduo sem vínculo com "fornecedores" ou turmas-de-serviço, que busca nos rejeitos dos garimpos peças de coleção ou gemas que, porventura, consiga vender. É um agente direto da garimpagem, embora pouco expressivo e marginal no esquema da atividade. Muitos "fiscadores-de-desmonte" são mulheres e crianças de garimpeiros, outros tantos são velhos que já lidaram com a garimpagem no decorrer de suas vidas.

O afluxo de garimpeiros de outras regiões distantes, ao Médio Jequitinhonha, parece ser bastante restrito, estando a população garimpeira já bem assentada e entrosada com as populações rurais e urbanas locais (vide comentários a este respeito em SALOMÃO, 1984). Neste sentido, muitos dos garimpeiros que conhecemos são descendentes de antigos garimpeiros nascidos na região. Mas, também, é comum serem descendentes de camponeses, pequenos comerciantes ou pequenos proprietários rurais, filhos da região ou ali estabelecidos há bastante tempo.

A tradição e o ritmo de produção dos garimpos e principalmente a descoberta recente de gemas valiosas em um dado garimpo, condicionam a rotatividade dos garimpeiros pela região.

Entretanto, o afluxo de mão-de-obra ao garimpo, de modo geral, diminui com o aumento da oferta de trabalho na lavoura e pecuária, notadamente na estação chuvosa e nos períodos de colheita. Nas chuvas muitos garimpos ficam paralizados por falta de máquinas para bombeamento das águas.

As grandes empresas de reflorestamento, sobretudo por eucaliptos, que

vêm alastrando suas plantações pelos chapadões da região, subtraem transitoriamente, mão-de-obra das atividades agropecuárias e da garimpagem.

Em Virgem da Lapa, de um ano para outro, vimos aparecer a figura do bôia-fria, quando uma grande empresa de reflorestamento iniciou seu empreendimento na Chapada de São Domingos.

CONCLUSÕES

Os níveis de relações sócio-econômicas na garimpagem são bem nítidos se considerarmos critérios como detenção dos meios de produção e da força de trabalho, função e responsabilidade dos garimpeiros em suas turmas-de-serviço, dentre outros fatores. Nestes termos, distinguem-se o proprietário da terra onde se localiza o garimpo, o arrendatário, o "fornecedor", os garimpeiros organizados em turmas-de-serviço ou caracterizados como "faiscadores-de-desmonte".

Como explicitado por LAZARIN & RABELO(1984) "o Código de Mineração define a atividade de garimpagem (faiscação e cata) como um tipo de exploração mineral realizada com técnicas rudimentares por indivíduos isolados".

Desta forma, similarmente ao que LAZARIN & RABELO(1984) concluíram com base em seus estudos sobre a garimpagem no nordeste de Goiás, os proprietários de terrenos de garimpo, arrendatários e "fornecedores" do Médio Jequitinhonha não podem ser considerados como garimpeiros.

Por outro lado, seguindo rigorosamente a explicitação da atividade de garimpagem, os garimpeiros do Médio Jequitinhonha configuram-se como trabalhadores em um sistema de relações de produção capitalistas, que embora não sejam assalariados nos moldes convencionais, também não se caracterizam como indivíduos independentes (em termos da atividade produtora) e que trabalham por conta própria.

Estas considerações levam-nos à conclusão de que, na realidade, a extração de gemas (e de alguns minérios e minerais-industriais, desconsiderando o caso das empresas de mineração atuantes na região) nos pegmatitos do Médio Jequitinhonha coincide com a definição de garimpagem pelas técnicas rudimentares empregadas, mas foge daquela definição por se constituir em um esquema de produção capitalista, ainda que bem pouco evoluído, no qual os agentes diretos (detentores da força de trabalho) não exercem "uma atividade autônoma, realizada individualmente e por conta própria" (vide LAZARIN & RABELO, 1984).

AGRADECIMENTOS

Aos órgãos financiadores, CNPq e CPq-UFMG. Ao Prof. Othon H. Leonardos pelo incentivo à publicação destas notas. À Profa. Laura L. Lavener Wanderley pela ajuda na redação do "abstract". E a Maria Ferreira Gomes pela datilografia deste artigo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GONÇALVES, F.D. - 1982 - Mineralogia e geoquímica dos pegmatitos das lavras da Chapadinha, Lorena e Pau Alto, Coronel Murta, MG. Trab. de Graduação, IGC-UFMG, (inéd.).
- LAZARIN, M. A. & RABELO, F. C. - 1984 - Garimpeiros no Nordeste de Goiás. "In": FIGUEIREDO, B. R. et alii, 1984, Em Busca do Ouro - Garimpos e Garimpeiros no Brasil, p. 107-120, Ed. Marco Zero/CONAGE, Rio de Janeiro.
- PEDROSA SOARES, A. C. - 1981 - A Geologia da Folha de Virgem da Lapa, MG. UFMG, CNPq, relat. final de Bolsa de Aperfeiçoamento, 69p. (inéd.).
- PEDROSA SOARES, A. C. - 1984 - Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais, Brasil. Univ. de Brasília - DEGEO, Tese de Mestrado, 171 p., Brasília.
- SALOMÃO, E.P. - 1984 - O Ofício e a Condição de Garimpar. "In": FIGUEIREDO, B.R. et alii, 1984, Em Busca do Ouro - Garimpos e Garimpeiros no Brasil; p. 35-86, Ed. Marco Zero/CONAGE, Rio de Janeiro.

SEPLAN-MG - 1982 - Anuário Estatístico de Minas Gerais. Gov. do Estado de Minas Gerais, Secretaria do Planejamento e Coordenação Geral, Sup. Estatística e Informações, 4 (editado em 1983).

ANAIS DO 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, BELO HORIZONTE, 1985

MESA REDONDA: "O PRÉ-CAMBRIANO DE MINAS GERAIS"

Pesquisadores Participantes:

Antônio Celso Campolim Fogaça

Atahualpa Valença Padilha

Eberhard Wernick

Eduardo Antônio Ladeira (coordenador)

João Henrique Grossi Sad (relator)

Marcel Auguste Dardenne

Pedro Gervásio Ferrari

Rudolph Allard Johannes Trouw

Umberto Giuseppe Cordani

Convidado Especial:

Aluizio Licínio de Miranda Barbosa

ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO DE MINAS GERAIS

Umberto Giuseppe Cordani e Wilson Teixeira
IG - USP

Atahualpa Valença Padilha
Secretaria de Estado de Minas e Energia

INTRODUÇÃO

Desde a década de 50, trabalhos geocronológicos têm sido desenvolvidos no âmbito do estado de Minas Gerais, com ênfase para as vizinhanças do Quadrilátero Ferrífero. Os dados radiométricos existentes até o presente chegam a perto de 600 referindo-se, em sua maioria, aos métodos Rb-Sr e K-Ar. Em adição, encontram-se também disponíveis algumas poucas determinações U-Pb, notadamente em zircões, Pb-Pb em rocha total, Pb-Pb em galenas, e Sm-Nd. Apesar dos vários laboratórios envolvidos (Hannover, MIT-USA, Carnegie-USA, Bruxelas, Oxford, Rennes, Toronto) cerca de 80% desse acervo radiométrico teve processamento no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo.

Uma contribuição mais significativa no campo da geocronologia de Minas Gerais ocorreu a partir do fim da década de 70, bem como nos anos de 80, tendo sido publicados uma série de trabalhos nas várias unidades geológicas expostas no estado, com destaque para o embasamento cristalino, no âmbito do Cráton do São Francisco e de suas faixas móveis marginais (Brito Neves et alii, 1979; Cordani e Teixeira, 1979; Cordani et alii, 1980; Wernick et alii, 1981; Teixeira, 1982; Jahn e Schrank, 1983; Parenti Couto et alii, 1981, 1983; Correia et alii, 1982). Sínteses e revisões geocronológicas também foram efetuadas, nestes anos através dos textos produzidos para as Cartas ao Milionésimo do DNPM e RADAMBRASIL (folhas Rio de Janeiro, Brasília, Belo Horizonte, Rio Doce) algumas ainda em fase de publicação. O quadro geocronológico deverá ainda apresentar significativo progresso, em futuro próximo, a partir dos resultados de vários trabalhos atualmente em andamento no CPGeo, referentes ao convênio IGA-SECT/MG com este laboratório, e a diversas pesquisas e/ou teses em desenvolvimento no embasamento da afa cratônica, na região chave do sudeste mineiro, e na faixa Araçuá.

COMENTÁRIOS SOBRE AS INTERPRETAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS RECENTES

De um modo geral, os dados recentemente obtidos têm ratificado as interpretações geocronológicas apresentadas nas ocasiões anteriores e, em vários casos específicos dão maior confiabilidade às posições sobre evolução tectônica, ou sobre história geológica regional. Nesse sentido, podem ser destacadas três temáticas principais, abordadas a seguir: a) a evolução arqueana e proterozóica inferior da parte sul do Cráton do São Francisco; b) os eventos ocorridos após a cratonização; e c) a natureza e a evolução tectônica do embasamento dos cinturões móveis marginais ao Cráton.

a) Evolução Tectônica no Arqueano e Proterozóico Inferior

Neste tema, os estudos efetuados e em andamento (Teixeira, 1985), têm revelado a importância fundamental dos eventos associa-

dos ao Arqueano e Proterozóico Inferior no contexto da evolução crustal da parte meridional do Cráton do São Francisco. As interpretações decorrentes de um tratamento através de diagramas isocrônicos Rb-Sr (figura 1), em combinação com o panorama esquemático de resfriamento regional vinculado às idades aparentes K-Ar, bem como o auxílio de algumas determinações Pb-Pb, concordantes com os dados Rb-Sr obtidos nas mesmas amostras, permitiram esboçar os quadros paleotectônicos para o Arqueano tardio e para o Proterozóico Inferior.

Para o Arqueano, através dos dados Rb-Sr, foram detectados vários episódios de crescimento da crosta continental, separados entre si, mas muito próximos no tempo, configurando no seu conjunto a formação e aglutinação de uma massa de natureza continental de dimensões apreciáveis, seguramente superiores a 10.000 km². Para o Proterozóico Inferior, os dados parecem demonstrar a implantação de uma unidade de geotectônica maior (o cinturão associado ao "Ciclo Minas"), cuja natureza seria ensiânica, e cuja evolução inclui aspectos de rejuvenescimento de material arqueano, bem como de adição de material juvenil. Os dados Rb-Sr em rocha total indicam as épocas formadoras de rochas, e os dados K-Ar referem-se ao resfriamento regional, ocorrido após os eventos tectonomagmáticos do referido "Ciclo Minas".

Uma evolução em dois períodos, o primeiro no Arqueano e outro no Proterozóico Inferior, é também refletida pelo conjunto de dados U-Pb obtidos recentemente em zircões do Grupo Barbacena e de granitos do Complexo de Bação. A figura 2, adaptada de Delhal e Demaiffe (1985), indica a formação primária de tais zircões por volta de 2,8 ou 2,9 b.a.. Por outro lado, segundo a interpretação dos mencionados autores, os zircões analisados teriam sido também afetados por importante perda episódica de Pb durante a orogenia Minas, e por nova perda episódica de Pb no ciclo Brasileiro.

História geológica similar, para a região do Quadrilátero Ferrífero e vizinhanças, já havia sido sugerida, em trabalhos anteriores, com base no acervo radiométrico K-Ar e Rb-Sr pré-existente (Cordani et alii, 1980; Teixeira, 1982), e os dados U-Pb apenas vieram a confirmar as principais épocas evolutivas do sudeste mineiro, no Arqueano e Proterozóico Inferior, bem como o forte aquecimento do ciclo Brasileiro.

As evidências isotópicas do Sr, para as rochas do embasamento da parte sul do Cráton do São Francisco, indicam os padrões de crescimento da razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ durante o Arqueano e Proterozóico Inferior (figura 3). De início, a figura revela a existência de materiais derivados diretamente do manto superior, entre 2,96 e 2,14 b.a., pelas razões iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ próximas da curva de evolução mantélica. Ao mesmo tempo, a figura caracteriza a presença de retrabalhamentos crustais acompanhando principalmente a evolução do Proterozóico Inferior. Em seu conjunto, o quadro isotópico configura dois períodos maiores de acreção de material no sentido manto-crosta, o primeiro intervalo entre 3,0 e 2,6 b.a. e o segundo entre 2,4 e 2,1 b.a.

b) Dados Geocronológicos Relevantes para a Interpretação de Episódios Anorogênicos, Posteriores à Cratonização

Com referência às datações K-Ar existentes para os diques básicos anorogênicos que cortam o Cráton do São Francisco, a interpretação dos resultados permite definir algumas das etapas distensivas principais ocorridas em sua parte sul (figura 4). Tais épocas referem-se a esforços gerados sobre áreas já estabilizadas tectonicamente, e várias representam o reflexo de atividades tectônicas nos cinturões móveis adjacentes, durante o Proterozóico Médio e Superior (Parenti Couto et alii, 1983; Teixeira, 1985). Merece destaque o numeroso conjunto de idades K-Ar reveladas por essas intrusivas ao longo do sistema intracratônico do Espinhaço, cuja evolução tectônica principal é do Proterozóico Médio (Brito Neves et alii, 1979). O grupo de idades

aparentes mais antigo parece concentrar seus valores entre 1200 e 1000 m.a., o que registra provavelmente o limite superior para os eventos metamórficos do ciclo Espinhaço e, ao mesmo tempo, o limite temporal inferior para a implantação da unidade geotectônica brasileira, o sistema Ribeira. Já o conjunto mais jovem (800-500 m.a.) está associado provavelmente ao desenvolvimento tectônico desta faixa móvel marginal ao Cráton, durante o ciclo Brasileiro. Na mesma figura 4 foi lançado o limite do aquecimento brasileiro sobre a parte SE do Cráton do São Francisco, estabelecido através das datações K-Ar em micas, e que representa, grosso modo, a posição da isógrada de 300°C no final do Proterozóico Superior.

Ainda no âmbito da história geológica da região cratônica, são importantes os resultados radiométricos disponíveis para o Grupo Bambuí. De maneira geral, eles demonstram a forte influência tectônica associada ao desenvolvimento do ciclo Brasileiro, pelas idades aparentes Rb-Sr e K-Ar entre 600 e 450 m.a., interpretadas como inerentes a diferentes eventos diagenéticos nos sedimentos. Ao mesmo tempo para um melhor posicionamento temporal da idade estratigráfica do Grupo Bambuí, são importantes os dados Rb-Sr em rocha total obtidos por Parenti Couto et alii (1981), com idades mínimas para a deposição da Formação Paraopeba da ordem de 640 m.a., e a datação K-Ar encontrada em dique básico sotoposto aos sedimentos por discordância evidente, nas vizinhanças de Formiga, e que parece condicionar uma idade máxima para a deposição da ordem de 760 m.a.. Em adição, recentes análises da composição isotópica do Pb (Iyer, 1983) em galenas associadas ao Grupo Bambuí indicam uma evolução das razões isotópicas deste elemento em duas fases: sua separação do manto e introdução na crosta há cerca de 2,0 b.a. (época do Ciclo Minas), e sua incorporação às galenas por volta de 600 m.a., por remobilização a partir do embasamento. Os mencionados autores explicam desta forma a grande importância da componente radiogênica do chumbo do Bambuí em M.Gerais, que fez com que Cassedanne e Lasserre (1969) calculassem diversas "idades futuras" para as galenas por eles analisadas e por eles consideradas do tipo "J".

c) Natureza do Embasamento nas Faixas Móveis Marginais

Finalmente, o terceiro tema merecedor de uma análise crítica refere-se à evolução geocronológica dos cinturões móveis adjacentes, relacionados com as unidades supracrustais "Araxá-Canastra" e "Andrelândia-Carrancas-São João del Rei". Nos domínios destas faixas marginais ao Cráton do São Francisco, os dados radiométricos são distribuídos muito esparsamente sendo entretanto possível esboçar-se tentativamente um quadro evolutivo, em particular para o embasamento ensialico, tema que tem sido objeto de diversas pesquisas já publicadas, e de alguns projetos em andamento, no CPGeo.

Os resultados Rb-Sr existentes (figura 5) permitem definir a presença, em diferentes setores do embasamento, de terrenos com idades arqueanas e transamazônicas (Teixeira, 1985; Wernick et alii, 1981; Cordani e Teixeira, 1979; Correia et alii, 1982), mas também de terrenos com idades aparentes do Proterozóico Superior (Pereira et alii, 1984). Tais resultados demonstram o caráter heterogêneo e policíclico do material datado, e as dificuldades de correlação destas partes expostas do embasamento, quer entre si, quer com regiões específicas do Cráton do São Francisco.

No âmbito da supraestrutura, tanto no domínio das rochas do Grupo Canastra como do Grupo Andrelândia, as pesquisas radiométricas preliminares Rb-Sr e K-Ar tem sugerido a superimposição de eventos metamórficos, no Proterozóico Médio e Superior (Correia et alii, op.cit., Pereira et alii, op.cit.). Além disso, a repetição de resultados entre 750 e 800 m.a., principalmente no cinturão "Araxá-Canastra", tanto em Minas Gerais como em sua extensão para o estado de Goiás, levam a sugerir a presença de uma fase metamórfica desta idade, que poderá revelar-se associada ao próprio ciclo Brasileiro (uma fase preco-

ce na evolução do cinturão), ou pertencer aos episódios terminais de um ciclo anterior.

BIBLIOGRAFIA

- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. and DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc. 9(1): 71-85.
- CASSEDANNE, J.P.; LASSERRE, M. - 1969 - Étude Géologique et analyse iso topique par la méthode au plombe de quelques galènes du Brésil. Bu letin B.R.G.M. Ser. 2 Sec. 4(1): 71-87.
- CORDANI, U.G. - 1976 - Comentários sobre os dados geocronológicos dispo níveis para a folha Brasília - SD.23. In: DNPM: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SD.23-Brasília. MME/DNPM, Brasília, p. 135-140.
- CORDANI, U.G.; SIGA JR, O. - 1980 - Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Belo Horizonte e Rio Doce. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha SE-23 Belo Horizonte e SE-24 Rio Doce, MME/DNPM (no prelo).
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas SF-23, SF-24 e SG-23 Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. MME/DNPM. Brasília, p. 175-207.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JR, O. - 1980 - Geocronologia do Quadrilátero Ferrífero. Atas, SICEG, Ouro Preto, MG. (no prelo).
- CORREIA, C.T.; KAWASHITA, K.; GIRARDI, V.A.V. - 1982 - Datações Rb/Sr e K/Ar em rochas metamórficas da região de Cássia (MG) e considera ções sobre o seu significado geológico. An. Acad. bras. Ciênc., 54 (4): 673-677.
- DELHAL, J.; DEMAÏFFE, D. - 1985 - U-Pb Archaean Geochronology of the São Francisco craton (Eastern Brazil). Rev. Bras. Geoc. SBG (no prelo).
- FERNANDES, P.E.C.A.; MONTES, M.L.; BRAZ, E.R.C.; MONTES, A.S.L.; SILVA, L.L.da; OLIVEIRA, F.L.L.de; GHIGNONE, J.I.; SIGA JR, O.; CASTRO, H. E.F. de - 1982 - Geologia. In: Brasil M.M.E. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.23 Brasília - Rio de Janeiro (Levanta mento de Recursos Naturais, 29).
- HEILBRON, M.C.P.L. - 1984 - Evolução Metamórfico-Estrutural da Área en tre Itutinga e Madre de Deus. Instituto de Geociências da UFRJ, Te se de Mestrado (inédito).
- IYER, S.S. - 1983 - A discussion on the Lead Isotope Geochemistry of Galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais-Brazil. Mineralium Deposita. Springer-Verlag 1984, p. 1- 6.
- JAHN, B.; SCHRANK, A. - 1983 - Ree geochemistry of komatiites and asso ciated rocks from Piumhi, Southeastern Brazil. Precambrian Rese arch. 21: 1-20.
- MACHADO Fº, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; PALMEI RA, R.C.B.; GATTO, O.M.P.P.; SANTOS NETO, A. dos; SOUZA JUNIOR, J. J. de; PIRES, J.de L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M. da F.; CASTRO, H.E.F.; HERTER, A.M.de R. - 1984 - Geologia In: Brasil-DNPM. Proje

- to RADAMBRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória, Rio de Janeiro, 1983 (Levantamento de Recursos Naturais, 32). (no prelo).
- PARENTI COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.N.P. - 1981 - Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc., 11(1) : 5-18.
- PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G. - 1983 - Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar de rochas básicas. Anais II Simp. de Geol. de Minas Gerais - Geologia do Precambriano. Soc. Bras. Geol., Núcleo MG, Bol. (3): 38-49.
- PEREIRA, A.D.C.; FONSECA, E.G.de; BRAZ, E.R.C.; CARMO, U.F. do; ORTIZ, L.R.C.; SOUZA JUNIOR, J.J. de; OLIVEIRA, F.C.; FREIRE, F. de A.; MARQUES, N.M.G.; REIS, V.A.; SIGA JR, O. - 1984 - Geologia - In: Brasil-DNPM, Projeto RADAMBRASIL. Folha SE-23, Belo Horizonte-Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais) (no prelo).
- TEIXEIRA, W. - 1982 - Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. Rev. Bras. Geoc. 12 (1/2/3): 268-277.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado-IGUSP. (inédito)
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do estado de São Paulo e unidaes equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Anais do 3º Simpósio Regional de Geologia. SBG. Curitiba, p. 328-342.

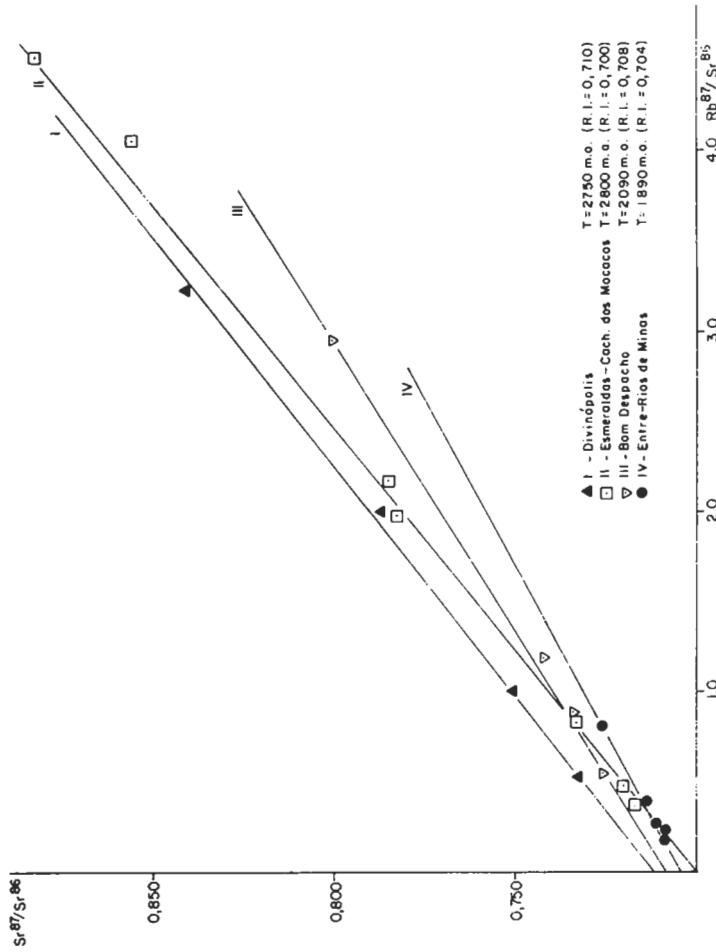


Fig. 1- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/ Sr PARA ROCHAS GNAÍSSICAS DO DOMÍNIO CRATÔNICO

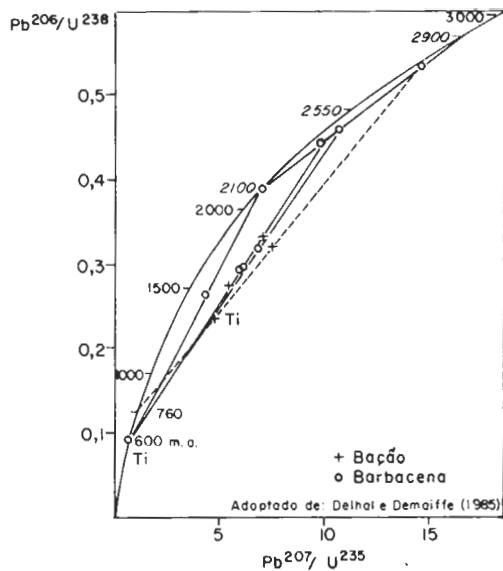


Fig. 2 - DIAGRAMA U/Pb CONCÓRDIA PARA ZIRCÕES E TITANITAS DE ROCHAS DO COMPLEXO DE BAÇÃO E BARBACENA

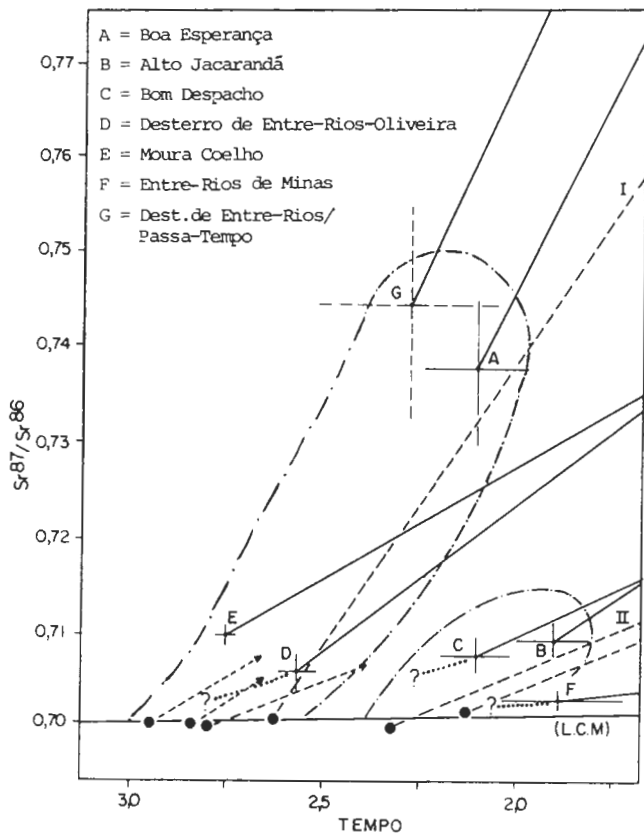
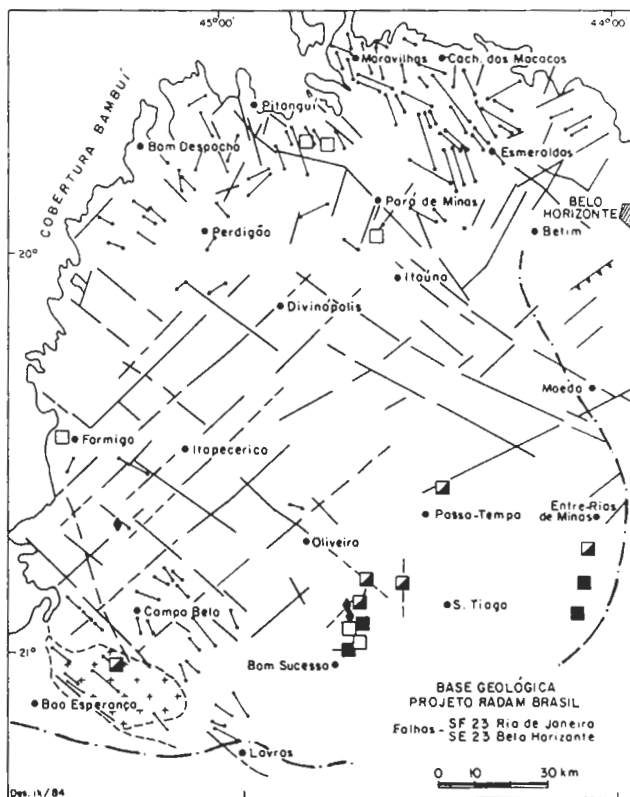


FIGURA 3 - CURVAS DE EVOLUÇÃO DA RAZÃO Sr^{87}/Sr^{86} DE ROCHAS DO EMBASAMENTO CRA TÔNICO



SIMBOLOGIA DE IDADE

- 900 - 670
- 1400 - 950
- ◆ 2000 - 1800
- ◆ > 2100 m.a.

LEGENDA

- Estruturas lineogênicas
- Diques básicos
- ◆ Maciço granítico Porto Mendes

Fig. 4 - DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS IDADES K-AR PARA O MAGMATISMO BÁSICO ANOROGÊNICO

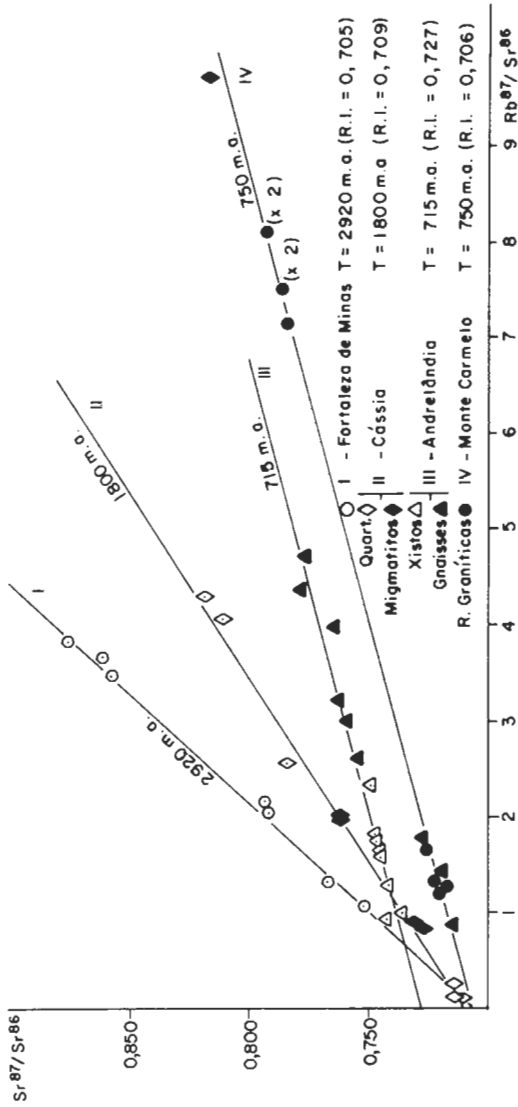


Fig. 5- DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/ Sr PARA ROCHAS DO EMBASAMENTO DAS FAIXAS MÓVEIS MARGINAIS

ASPECTOS METALOGENÉTICOS DO PRÉ-CAMBRIANO DE MINAS GERAIS

P. G. Ferrari

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

A análise em pauta tem suporte no Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, na escala 1:250.000, executado pela CPFM-BH quer para o DNPM quer para seu próprio programa. Quase a totalidade do território do Estado de Minas Gerais encontra-se coberta pelos dois programas. Neste trabalho não se dará ênfase às entidades tectono-geológicas contidas no referido projeto, devido, fundamentalmente, à insuficiência de dados para precisar os estágios de assentamento e desenvolvimento de determinadas entidades tectono-geológicas. Também, julga este autor, que a tentativa de se enquadrar uma determinada entidade tectono-geológica em esquemas alienígenos, de metalogenia própria, pode levar a predições metalogenéticas totalmente equivocadas. Esta linha de ação encaixa-se no objetivo desta mesa redonda que é o da apreciação do estado da arte da metalogenia Precambriana do Estado de Minas Gerais. Portanto, far-se-á uma análise dentro de um esquema crono-estratigráfico em que se procurará delinear a metalogenia, restringindo-se aos intervalos etários que compõem o Precambriano do Estado de Minas Gerais. Os limites inferiores e superiores dos intervalos serão aproximados e adequados à pequena gama de datações geocronológicas disponíveis para a área. Procurar-se-á, também, evidenciar as características petrográficas, metamórficas, tectônicas e minerais das divisões do Precambriano.

O Arqueano está compreendido no intervalo entre 2.700 m.a. a mais de 3.500 m.a. A datação mais antiga registrada é de 3.768 m.a. em biotita-gnaisses da região de Itapeçerica (Teixeira, W. 1982). Nesse intervalo separam-se, pelo menos, dois grandes conjuntos que se diferem substancialmente em suas características petrográficas, tectônicas, metamórficas e metalogenéticas. Os conjuntos rochosos formados na faixa etária inferior a 3.200 m.a. são representados por variedades plutônicas e supracrustais altamente metamorfoseadas nas facies anfibolito a granulito. Inserem-se neste intervalo o Complexo fundamental sem designação formal e as porções individualizadas como Série Barbacena, gnaisses tipo Piedade, Complexos Amparo, Campos Gerais, Varginha, Paraíba, Juiz

de Fora e Alfenas-Guaxupé. Esses conjuntos exibem um estilo tectônico marcado por alta plasticidade, com íntima relação do dobramento e processos de granitização. Metalogeneticamente encerra as seguintes concentrações minerais:

1 - Associados às supracrustais (singenéticos-metamórficos-concentração residual): ferro magnetítico (Morro do Ferro, Desterro de Entre Rios e Guanhões); manganes (Conselheiro Lafaiete, Nova Rezende, No vo Oriente, Dionízio e Dom Silvério); grafita (Itapeçerica, São Francisco de Oliveira e Pedra Azul); calcário (Mar de Espanha, corpo não aflorante da região de Paula Lima e corpos encravados em gnaisses da região de Carandaí); cianita-rutilo (Andrelândia);

2 - Associados aos processos de ativação tectono-magnética de idades indiferenciadas que afetaram o embasamento antigo durante o Precambriano: estanho-tântalo (ligados a corpos graníticos: Província São João Del Rei); ligados a corpos básicos/ultrabásicos: níquel (Liberdade, Ipanema e Pratápolis); talco (Carandaí, Congonhas do Campo, Itaverava, Monsenhor Isidor, Santa Rita de Ouro Preto, São Domingos do Prata, Alvorada de Minas, Dom Joaquim); amianto-níquel (São Domingos do Prata); amianto (Jacuí); cromita (Nova Rezende, Alvorada de Minas);

3 - Associados às atividades hidrotermais de idades indiferenciadas que afetaram o embasamento antigo:

- ouro em veios de quartzo (Lagoa Dourada, São Gonçalo do Sapucaí e Catas Altas da Noruega);

- quartzo hialino (região de Conselheiro Lafaiete).

4 - Associados a processos pegmatíticos de idades indiferenciadas: berilo, esmeralda, pedras coradas, litio, mica e feldspato.

Observa-se, neste grande espectro de mineralizações, que os depósitos enquadrados em 2, 3 e 4 representam estágios de reativações que afetaram o embasamento antigo durante a evolução do Precambriano e, portanto, épocas metalogenéticas que necessitam enquadramento geocronológico. Excetua-se, aqui, a província metalogenética pegmatítica Rio Doce que, em parte, impôs-se na época metalogenética Brasileira.

No intervalo etário em análise salientam-se duas características marcantes, a saber: 1) ocorrência de formação ferrífera do tipo magnetítico, que contrasta com as peculiares às seqüências vulcano-sedimentares tipo "greenstone belt" (BIF das variedades óxido, sulfeto e carbonato associadas às pilhas vulcânicas = Algoma), e com aquela típica do Proterozóico Inferior (Quadrilátero Ferrífero-itabirito de derivação por precipitação química ou bioquímica); 2) a inexistência de rochas inquestionavelmente conglomeráticas. Essas duas características podem ser especulativamente explicadas, respectivamente, segundo Salop (1977), como o reflexo da composição da atmosfera reinante e a inexistência de terras elevadas naquela época.

As seqüências supracrustais desta faixa etária são potenciais para sediar: depósitos de apatita e schellita associadas a porções carbonáticas metassomatizadas e sulfetos de cobre, zinco e ferro naquelas que congregam rochas calcissilicáticas, carbonáticas, quartzitos silimantícos ou não, anfibólio-biotita gnaiss-anfibolitos e cordierita-silimanita-granada gnaiss, que podem representar, originariamente, um conjunto vulcano-sedimentar (Ex.: Rio Claro-RJ). Termos considerados granulíticos, de derivação ortomagmática, podem ser receptáculos para depó

sitos de ferro-titânio e cromo-níquel.

Permita o leitor tecerem-se algumas considerações sobre os conjuntos geológicos Paraíba, Andrelândia e Araxá. Para o autor os dois primeiros são transicionais, enquadrados na faixa etária em consideração e posicionados sobre uma crosta espessa. Nas proximidades da ocorrência do Complexo Juiz de Fora, gerado em condições de elevado fluxo calorífico em zona de cisalhamento profundo, o conjunto Paraíba/Andrelândia exibe paragêneses minerais que refletem adelgaçamento crustal. O Grupo Araxá, ocorrente na folha Catalão (SE.2319), é representado por xistos, gnaisses/migmatitos derivados de rochas básicas e ultrabásicas em facilogia metamórfica anfíbolítica (Ferrari, 1981). Na referida folha não ocorrem quartzitos. Na sua porção oriental, ao norte de Abadia dos Dourados (região do rio Preto), ocorre uma sequência vulcano-sedimentar de fácies xisto verde encravadas em rochas cartografadas como Grupo Araxá e como Complexo granito-gnáissico. Estes se encontram nas proximidades dos contatos com aquela sequência, altamente filonitizados e milonitizados.

O Grupo Araxá, nas áreas das folhas Cássia e São Sebastião do Paraíso, tem contatos tectônicos quer com a sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro quer com seu embasamento. Esta e o Grupo Araxá se mostram filonitizados e milonitizados. O fato de em ambas as áreas citadas, rochas do embasamento fundamental e do Grupo Araxá se mostrarem filonitizadas e milonitizadas nos contatos com sequências vulcano-sedimentares isentas de estruturação cataclástica, é, na opinião deste autor, uma evidência notável da ancestralidade daqueles dois conjuntos geológicos em relação a estas últimas. Portanto, o Grupo Araxá é aqui posicionado como uma cobertura supracrustal com idade dentro da faixa etária em consideração, à semelhança dos Grupos Andrelândia e Paraíba. Pelo aspecto metalogenético, nos conjuntos geológicos citados sobressai principalmente a mineralização carbonática, sugerindo um "marco" para as sequências supracrustais da porção superior do Arqueano.

O segundo conjunto posiciona-se, neste trabalho, no intervalo de 2.700 a 3.200 m.a. O principal representante é o Supergrupo Rio das Velhas. A faixa etária está balizada nos trabalhos de Herz (1970), que considera o Supergrupo Rio das Velhas mais antigo que 2.700 m.a. e, na opinião do presente autor, a datação de 3.168 m.a. efetuada por Teixeira (1982) em rocha metabasítica encravada no complexo fundamental nas proximidades do Quadrilátero Ferrífero, pode representar manifestações básicas diqueiformes quando da implantação daquele conjunto geológico. Pelas características inerentes às sequências vulcano-sedimentares, podem ser enquadradas na faixa etária citada as ocorrentes em Fortaleza de Minas, Piumhi, Serro, Morro do Pilar, a oeste de Gouveia e na região de Pedro Pereira.

As principais características dessas sequências vulcano-sedimentares podem assim ser resumidas:

- baixo grau metamórfico (xisto verde a um máximo epidoto-anfibolito);

- frequência de rochas vulcânicas ácidas, básicas e ultrabásicas (esta com elevado Mg_0 = komatito);

- formação ferrífera bandada dos tipos óxido, sulfetado e carbonato associado com pilhas de rocha vulcânicas e/ou vulcanoclásticas (tipo Algoma);

- mineralização sulfetada aurífera, podendo ainda conter talco, níquel, cromo, asbesto e magnesita);

- textura e estruturas sedimentares e vulcânicas preservadas.

Os conjuntos geológicos supracitados são inquestionavelmente de grande potencialidade mineral. Encontram-se encaixados em terrenos do Arqueano antigo, conformando bacias intracratônicas, delimitadas por falhamentos profundos que promoveram filonitização e milonitização para suas implantações.

O Proterozóico Inferior encontra-se aqui balizado pelo intervalo de 1.900 a 2.700 m.a. Constitui um marco notável na história geológica do Precambriano não só pelas suas inerentes fácies petrográficas como pelo desenvolvimento biológico e metalogenia própria. Assim, a de posição das rochas inquestionavelmente conglomeráticas evidencia, com segurança, terem existido áreas fontes com proeminentes relevo. Este fácies petrográfico comporta, também, uma mineralização ímpar que é urano-aurífera. Tais elementos derivaram-se da erosão do embasamento fundamental e das sequências vulcano-sedimentares com mineralização aurífera. A formação ferrífera quartzo-hematítica é também característica marcante desta faixa etária. É originária de precipitação química, ou talvez bioquímica, em geral com calcários associados. Nas rochas carbonáticas deste estágio surgem os estromatólitos e na formação ferrífera tem-se ocorrência de oolitos. Também, as estruturas e texturas sedimentares encontram-se preservadas, a fácies metamórfica varia de xisto verde ao limiar do epidoto-anfibolito e o dobramento é complexo. Nesta faixa etária enquadra-se o Supergrupo Minas, e, com ressalva por este autor, a pequena porção ocorrente na serra do Bonsucesso. Tanto esta quanto as ocorrentes nas regiões de Conceição do Mato Dentro (Serra da Serpentina e Itapanhoacanga) e Morro do Pilar com formação ferrífera quartzo-óxido intimamente associada com rochas vulcânicas ácidas, básicas e ultrabásicas são posicionadas neste trabalho nas sequências vulcano-sedimentares do Arqueano. São as seguintes as mineralizações próprias do período em análise: ferro, ferro-manganês, urânio-ouro, ouro e calcário. Como indícios associados às porções carbonáticas têm-se cobre, chumbo, zinco, antimônio e mercúrio. As mineralizações de bauxita, cianita e topázio imperial, que ocorrem no Supergrupo Minas se devem a outros processos genéticos que podem se sediar em qualquer período geológico.

O Proterozóico médio encontra-se aqui balizado no intervalo de 1.900 - 1.300 m.a. no qual se enquadram o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Itacolomi. Dentro das características desta faixa etária podem ser incluídas as sequências rochosas das serras de Tiradentes, Lenheiros e Pitangui. Suas principais características são:

- deposição plataforma;
- dobramento suave;
- fácies metamórfica que varia de um anquimetamorfismo a baixo xisto verde;
- estruturas e texturas sedimentares preservadas;
- mineralização diamantífera;

A metalogenia adstrita ao Supergrupo Espinhaço está representada pelo diamante com algum ouro associado a rochas conglomeráticas e de brechas. Associados com eventos hidrotermais de idades indiferenciadas podem ser encontrados depósitos de quartzo hialino.

O Proterozóico Superior encontra-se balizado pelo intervalo de

1.300 - 650 m.a. Os conjuntos geológicos mais seguramente enquadrados neste intervalo são os grupos Macaúbas e Bambuí, constituintes do Supergrupo São Francisco. A sequência Jequitai de características glacial contém fragmentos de calcário oolítico, de siltitos, argilitos e arenitos feldspáticos que podem ter sido derivados tanto do Grupo Bambuí quanto do Macaúbas. Desse modo, aquela sequência é aqui considerada como entidade à parte e mais nova do que aqueles grupos. Também deve ser salientada uma característica marcante do final do Proterozóico Superior ao limiar do Eocambriano, frequentemente observada em outros continentes que é a deposição glacial. Nesta faixa etária não se enquadrou o Grupo São João Del Rei (Formação Prados e Rio Elvas), que, segundo opinião deste autor, necessita estudos mais detalhados de modo a se averiguar a pertinência de algumas rochas, ou do conjunto constituinte da aquela entidade geológica, as sequências vulcano-sedimentares de Tiradentes e ao Grupo Andrélandia. O Grupo Macaúbas é aqui considerado ocorrendo margeando a serra do Cedral, a borda ocidental da serra do Espinhaço, na serra Geral (NW de Porteira) e como algumas ilhas dispersas na área da bacia do rio Jequitinhonha.

O Proterozóico Superior tem como característica notável a deposição epicontinental marinha, conformando uma plataforma pelítica-carbonática. Sua característica metalogenética é própria para depósitos de chumbo, zinco, prata, cádmio, vanádio, flúor e fosfato. Tal ambientação é ainda favorável como receptáculo para depósitos de cobre posicionados em interfaces dos ambientes redutor e oxidante. E o caso do Grupo Bambuí que, além das mineralizações amplamente conhecidas, é favorável para as demais substâncias anunciadas. Já o Grupo Macaúbas, cuja sedimentação foi controlada pelo tectonismo reinante para a implantação da bacia epicontinental, pode conter mineralizações advindas da erosão das entidades sotopostas. Portanto, é potencial para diamante e ouro desde que as áreas fontes interessaram os metalotectos diamantíferos e auríferos ocorrentes no Supergrupo Espinhaço e na sequência vulcano-sedimentar Arqueana. Constitui pequenos depósitos de manganês na interface com o Grupo Bambuí que necessitam de estudos detalhados para sua elucidação genética. Nesta faixa etária proliferaram os estromatólitos.

Discutir-se-á, também, o posicionamento e possíveis correlações do Grupo Canastra e, no Estado de Minas Gerais é, no momento, isento de concentração mineral.

Finalmente, evidenciar-se-á uma sequência que desde o Projeto Jequitinhonha considera-se ainda imperfeitamente conhecida e estrategicamente mal posicionada e que metalogeneticamente se mostra bastante interessante. Assim, sob a cobertura do Supergrupo Espinhaço, que se representa na subida da serra homônima pela estrada de Mendanha a Diamantina, ocorre uma sequência vulcano-sedimentar que aerofotograficamente parece ter continuidade física naquela descrita na região do Serro e que adentra a bacia do rio Jequitinhonha pelas localidades de Senador Modestino Gonçalves, Couto de Magalhães e Mendanha, frequentemente denominada Formação Macaúbas. Contém mineralização aurífera (Baixa Quente, ribeirão da Folha, Chapadão do Norte e rio do Ouro) que por si só merece grande destaque. Apresenta contribuição vulcânica ácida, básica e ultrabásica (ribeirão da Folha) associada com variedades filíticas, quartzíticas e chert, estes tendo sofrido metamorfismo da fácies xisto verde que se eleva ao almandina-anfibólito próximo às intrusões graníticas. Tais características são mais próprias do Arqueano do que do Proterozóico, embora geocronologicamente não se encontre convincentemente posicionada. Xistos aluminosos resultaram metamorficamente em concentrações de cianita. Os corpos graníticos intrusivos são os responsáveis pelos depósitos pegmatíticos contendo pedras coradas, provavelmente gera

das durante o ciclo Brasileiro. De idade indeterminada são as concentrações hidrotermais de quartzo hialino.

A listagem bibliográfica abaixo relacionada sómente complementa àquelas contidas nas folhas do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais que alicerçou este trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - "Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3081-90. il.
- COUTO, J.G.P. - "Algumas considerações sobre a evolução tectônico/metagenética dos continentes sul-americano e africano no Proterozóico-formação das bacias rifeanas - e os efeitos de uma triplíce colisão cratônica na região sul do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes dos Estados do Rio de Janeiro e São Paulo, Brasil". In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3044-55. il.
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A. - "Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais; área do Inhamé." In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3104-17. il. mapas, perf. geol.
- DOSSIN, I.A. et alii. - "Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3118-32. il. map., perf. geol, gráf.
- FERRARI, P.G. - "Projeto Mapas Metalogenéticos e de previsão de recursos minerais; folha SF.23-X-A, Divinópolis; escala 1:250.000." In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3521-35. il. mapas geol., tab.
- KARFUNKEL, J. et alii. - "Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da Barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3091-103, il. perf. geol., gráf., tab.
- SOARES, A.C. et alii. - "Aspectos metamórficos de seqüências supracrustais da faixa Araçuaí em Minas Gerais". In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3056-68.
- TROUW, R.A.J et alii. - "Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrélandia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra." In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais do ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v.7. p. 3227-40. il. Mapas geol., tab.

ALGUNS TEMAS POLÊMICOS DA GEOLOGIA PRECAMBRIANA DE MINAS GERAIS E SUGESTÕES DE INVESTIGAÇÕES PARA RESOLVÊ-LOS

Eduardo Antônio Ladeira

IGC - UFMG

1 - INTRODUÇÃO

Minas Gerais possui posição de destaque em qualquer problemática geológica brasileira precambriana pois aqui se iniciaram os primeiros estudos motivados desde o descobrimento do Brasil pelas riquezas minerais que iam sendo descobertas, notadamente o ouro e pedras preciosas, e após 1940 pelas suas imensas reservas de minério de ferro que motivaram o convênio de mapeamento USGS-DNPM culminando por dotar a região central do estado, o Quadrilátero Ferrífero (QF), com a base geológica melhor do Brasil, na escala 1:25000, no que diz respeito a terrenos precambrianos. Por isso, o Q.F. continua a ser a chave para o deslindamento da estratigrafia precambriana do Estado de Minas sendo área clássica para cotejo com outros terrenos precambrianos brasileiros. Não obstante, tanto o Q.F., como áreas adjacentes, têm enormes problemas geológicos pendentes, advindos da paralisação dos levantamentos geológicos básicos pelo Governo Federal na última década. Esses problemas a guisa de estímulo para resolvê-los, serão abordados nesse artigo, dos quais, os do Q.F. serão tratados em primeiro lugar.

2 - GRANDES QUESTÕES DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

2.1 - A ESTRATIGRAFIA "PADRÃO" PARA O QUADRILÁTERO FERRÍFERO

A estratigrafia estabelecida pelo trabalho do DNPM-USGS (in Dorr, 1969) tem sido usada como "padrão" e ferramenta de trabalho pelos geólogos que têm estudado o Q.F. Como uma ferramenta de trabalho ela tem provado se constituir de um "excelente aço" para a escala 1:25000 e, particularmente, em referência ao Supergrupo Minas. Mas, como é óbvio, se se inicia a realizar mapas em maior detalhe, nota-se que a coluna pode ser refinada, principalmente se se considerar que após as pesquisas do DNPM-USGS novas exposições foram criadas pelas diversas obras ródio-ferroviárias que se fizeram no Q.F., permitindo acesso a relações geológicas antes ocultas ou mal expostas. Por outro lado, a aplicação dos avanços ocorridos nas últimas décadas em análise estrutural, nas técnicas de estudos sedimentológicos, geoquímicos, estratigráficos, petrológicos, metalogenéticos, etc, permitirão apurá-la e implementá-la. Como é também óbvio, embora as vezes esquecido, a ciência e o conhecimento geológico crescem pelo esforço acumulado de gerações que se sucedem e o fato de se ter a "coluna padrão" e os mapas citados para se criticar construtivamente é um ponto de partida e temos, por obrigação, de fazer melhores mapas da região. Com base em vários levantamentos na escala 1:10000 recentes e nos trabalhos do DNPM-USGS, uma hipótese sobre a estrutura global do Q.F. foi aventada recentemente por LADEIRA & VIVEIROS (1984) com nova proposta estratigráfica exposta (c.f. Fig. 1, Tabs. 1, 2 e 3).

2.2 - O PROBLEMA DO EMBASAMENTO NO Q.F.

A natureza do embasamento para as rochas supracrustais do Q.F. é, ainda, motivo de considerável debate. MORAES & GUIMARÃES (1930) e GUIMARÃES (1951) foram os primeiros a emitir o conceito de embasamento para o Q.F., nele englobando to

nalitos, granodioritos, granitos, grande distribuição de gnaisses leucocráticos e xistos cristalinos. Contudo, com o projeto DNP-USGS este conceito foi abandonado, tendo DORR (1969) e HERZ (1970) considerado todas as rochas granito-gnáissicas da região como "rochas ígneas intrusivas", afirmando não haver embasamento exposto no Q.F..

Em trabalhos recentes, a maioria dos pesquisadores, parece concordar na questão que não está em discussão o embasamento para o Supergrupo Minas, pois se te se encontra discordantemente repousando sobre rochas granito-gnáissica, e o Supergrupo Rio das Velhas (GUILD, 1957; DORR, 1969). Embora os contatos sejam tectônicos, marcados por cataclastos, a presença de metaconglomerado basal na Formação Moeda, contendo seixos de rocha granítica (semelhante às do Substrato granítico) e de xisto verde (semelhante a xistos verdes do Supergrupo Rio das Velhas) prova que o Supergrupo Minas é mais jovem que parte do complexo granito-gnáissico e do que o Supergrupo Rio das Velhas.

O debate reside, isto sim, sobre a existência ou não de embasamento para o Supergrupo Rio das Velhas. Para este, ainda não se encontraram evidências de seu embasamento, pois, nos locais onde o Supergrupo aflora, adjacente, a rochas granito-gnáissicas, os contatos ou são mascarados por vegetação e intemperismo, severa tectonização, ou ainda, por granitização. Ademais, as rochas granito-gnáissicas em contato com aquele supergrupo são circundadas ou penetradas por plutonitos tonalítico-granodioríticos, adamalíticos ou graníticos.

Idades determinadas por Rb/Sr em biotita, muscovita e feldspato agru-pam-se, segundo HERZ (1970), em valores de 2,8Ga, 1,93Ga, 1,35Ga, 1,0Ga e 0,45 a 0,65Ga. Este autor interpreta-os como 5 grandes eventos termais, adicionando que "todos estes, com exceção do de 0,5 Ga, podem ter sido acompanhados por intrusões graníticas". Contudo, segundo TEIXEIRA (1985), as idades Rb/Sr em feldspatos potássicos são desprovidas de significado geológico (idades entre 0,97Ga - 2,3Ga) sendo explicáveis pela redistribuição dos átomos de Sr em eventos termais maiores posteriores, e.g. os ocorridos no Ciclo Brasileiro.

Trabalhos recentes de CORDANI et al., 1980, mostram haver três conjuntos de constelações de idade, que correspondem a três ciclos orogênicos: 2,7Ga, designado de "diastrofismo da Série Barbacena", que preferimos denominar de Ciclo Orogrênico Rio das Velhas; 2,0Ga, caracterizando o Ciclo Orogrênico Minas (equivalente ao Transamazônico) e 0,5-0,6Ga definindo o Ciclo Brasileiro (Orogenia Pós-Itacolomi de DORR (1969)). (Veja discussão também em ROESER et al. (1982)). Ainda segundo aqueles autores uma isócrona de 2,75Ga foi definida para amostras analisadas no Complexo do Baçõ. Granitóides semelhantes e de idade análoga ao de Baçõ, com feições passivas e forçadas de posicionamento, no Supergrupo Rio das Velhas são denominados Complexos de Congonhas e o de Moeda. Segundo LADEIRA (1976, 1980) o estilo global desses complexos é comparável aos domos gnáissicos manteados de ESKOLA (1949). Assim, embora não haja evidências concretas de um embasamento sílico primitivo para o Supergrupo Rio das Velhas sua existência é sugerida pela presença dos referidos complexos para os quais uma idade mínima de 2,8Ga é indicada por datação Rb/Sr em muscovita (HERZ, 1970, CORDANI et al, 1980; TEIXEIRA, 1985). Amplas porções desses complexos (as mais antigas) são, na opinião do autor presente, embasamento remobilizado a partir de uma crosta sílica primitiva, delgada, tal como sugerido para o Craton da Rodésia por FYFE (1974).

Portanto, a existência do embasamento não passa de um "palpite educado". Para resolvê-lo, será necessário um trabalho detalhado segundo a metodologia da "tectônica de granito" iniciada por CLOOS (1923), e tentar achar o local onde o contato basal do Grupo Nova Lima, com os complexos granito-gnáissicos possa estar intactamente exposto; procurar, ademais, detectar eventuais conglomerados basais com seixos de rochas graníticas daqueles complexos que a natureza nos tenha talvez, prodigamente, preservado!

Este é um problema comum a vários dos escudos do mundo; o único local onde tal evidência magna foi reportada é Beilingswe, Zimbabwe (NISBET, 1982).

2.3 - OS QUARZITOS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Grandes contribuições para o conhecimento do Q. F. advirão certamente dos estudos geológicos integrados de suas unidades quartzíticas. Como é notório, vários litossomas de quartzito do Q.F. exibem aparência de campo muito similares, quando não idênticas, embora tenham sido consignadas a unidades estratigráficas di-

ferentes.

- 2.3.1. Por exemplo, os quartzitos da Serra do Caraça foram considerados à época da 1ª edição Mapa do Q.F., pela equipe DNP-USGS através da compilação de DORR (1957) à escala de 1:200.000, como pertencentes ao Grupo Caraça, isto é à Formação Moeda, a referida serra sendo o "locus typicus" do grupo citado. Posteriormente, DORR (1969) atribuiu os quartzitos desta serra, ao Grupo Tamanduá de SIMMONS & MAXWELL (1961). Este grupo possui uma posição em aberto pela situação complicada que se encontram na Serra dos Cambotas, fato muito bem analisado por estes últimos autores, que sugeriram para o Grupo Tamanduá três situações estratigráficas possíveis: 1) pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas; 2) constituindo uma grande unidade independente; 3) base do Supergrupo Minas. Na Serra do Caraça, pelos aspectos litológicos, estruturas sedimentares primárias bem preservadas, estilo de deformação estrutural, os quartzitos são muito semelhantes ao Moeda. Tal posição é também fundamentada em função de uma estruturação global para o Q.F. (LADEIRA & VIVEIROS, 1984).
- 2.3.2. A área problemática do ponto de vista estrutural-estratigráfico da Serra dos Cambotas local tipo do Grupo Tamanduá, é um ponto chave do Q.F., pois tais quartzitos são correlacionados por muitos com os do Supergrupo Espinhaço da serra homônima. (LADEIRA, 1976, 1980; SCHORSCHER, 1982). O Projeto Grupo Tamanduá, Serra dos Cambotas em desenvolvimento por Luiz Lourenço FREGADOLLI do CETEC, na escala 1:10.000, visa, com estudos de análise estrutural, sedimentológica e geoquímica resolver tal questão.
- 2.3.3. Os quartzitos da Serra de Ouro Branco registrados no mapa de DORR (1969), como interrogadamente pertencentes ao Grupo Tamanduá, é outro grande problema, este prestes a ser resolvido graças ao projeto de tese do Prof. Fernando Flecha Alkimin que finalizou recentemente o seu mapeamento na escala 1:10.000, que será complementado com estudos sedimentológicos a se iniciar brevemente. Diga-se de passagem que no mapa de DORR (1959) eles estão registrados como pertencentes ao Grupo Caraça não dividido e interrogados. No campo, eles se assemelham realmente ao Moeda, e o fato acima demonstra que a equipe DNP-USGS enfrentou um dilema, até hoje, não resolvido.
- 2.3.4. Massas de quartzitos existentes no Q.F. em áreas restritas e mapeadas pelo DNP-USGS como Grupo Itacolomi merecem estudos semelhantes, à escala de 1:10.000. Uma tal trabalho foi executado por GLOEKNER (1981) na área tipo da Serra Itacolomi, acompanhado de estudos sedimentológicos usados para a relação de níveis quartzíticos. Embora os problemas estruturais tenham sido refinados a partir do mapeamento de LICÍNIO BARBOSA, a área carece, ainda, de estudos, visando a caracterização do ambiente deposicional da sequência, iniciada por este último autor.
- 2.3.5. Volumes proeminentes de quartzitos são os do Grupo Maquiné do Supergrupo Rio das Velhas, aos quais se associam vários tipos de rochas filíticas e xistosas. Duas áreas são particularmente relevantes: 1) - Os quartzitos da estrutura "Sinclinal Vargem do Lima" (GAIR, 1962); 2) - os existentes lado a lado com os quartzitos da Serra do Caraça na vertente ocidental desta serra. Trabalhos de tese por mim sugeridos que se iniciaram em 1983 e 1984 e com os quais colaborei, trarão certamente dados relevantes a respeito, sendo os seguintes:
 - i) - Estudo da Zona Periclinal do Sinclinal Vargem do Lima, projeto de Ricardo G. MARQUEZAN (DOCEGEO), que está mapeando a citada zona na escala 1:10.000 visando a análise estrutural e sedimentológica do Grupo Maquiné, buscando reconstruir seu ambiente deposicional e tectônico, além de suas relações com o Grupo Nova Lima.
 - ii) - Estudo da Zona Média do Sinclinal Vargem do Lima, na região Serra da Jaguará - Serra do Palmítal por Gabriel O. POLLI (EMOP), com mapeamento a escala 1:10.000, visando o conhecimento estrutural, estratigráfico e deposicional do Grupo Maquiné.
 - iii) - Projeto Conta-História Timpoeba em execução por Messias Gilmar

MENEZES, também na escala 1:10.000 visando a análise estrutural e as relações de contato entre os grupos Maquiné e Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas, e o Supergrupo Minas. Os controles estratigráfico, estrutural e geomorfológico dos depósitos de bauxita serão também enfocados.

- 2.3.6. Além desses três trabalhos iniciou-se em junho, via convênio CVRB-UFGM-FUNDEP, o mapeamento na escala 1:10.000, da vertente ocidental do "Soerguimento Caraça-Conceição", visando elucidar as correlações estratigráficas entre os grupos Nova Lima, Maquiné e Tamanduá. Participam desse trabalho a equipe: Pedro Angelo A. ABREU, Antônio Celso C. Fogaça, Lúcia Castanheira de MORAES, Carlos A. ROSIÈRE, VASSILY K. ROLIM, E.A. LADEIRA e os formandos do Curso de Geologia UFGM. Supervisionam, pela CVRD, os trabalhos, Marcos T. VAZ DE MELO, José Aluizio VASCONCELLOS e Otoniel Vieira VILELA.
- 2.3.7. Projeto Sinclinal do Gandarela. Iniciado em 1983 sob os auspícios do CNPq-IGC/UFGM (Carlos A. ROSIÈRE, Coordenador; E.A. LADEIRA, J.M. CORREIA NEVES, J.J.G. QUEMENEUR, Vassily K. ROLIM, C.M. NOCE, A.C.F. FOGAÇA, Luiz L. FREGADOLLI, P.A.A. ABREU). Via mapeamento à escala de 1:10.000, o projeto objetiva a caracterização da estratigrafia, ambiente deposicional, e evolução tectônica dos grupos Caraça e Itabira do Supergrupo Minas, bem como a metalogênese das mineralizações auríferas tipo "Witwatersrand-Bliné River" e das formações ferríferas bandada aí existentes (tipo Lago-Superior).
- 2.3.8. Ainda, com relação aos quartzitos, estudos sedimentológicos, petrológicos e geoquímicos podem ser atacados para estabelecer o modelo deposicional das formações Cercadinho e Taboões do Supergrupo Minas.

3 - OUTROS TEMAS ESTIMULANTES DO Q.F.

- 3.1 - Estudo da Mineralização de Mercúrio de Harçgreaves-Tripuhy, em execução por Alex V. BERNARDI, e Antônio Jorge V. GARCIA (este da EMOP) com minha contribuição e que engloba estudos estruturais, estratigráficos, petrológicos, geoquímicos e metalogenéticos da região. O projeto tem financiamento da FINEP e terminará em fins de 1985.
- 3.2 - Mineralização de Sb-Cu na Formação Gandarela
- 3.3 - Gênese do topázio imperial de Ouro Preto.
- 3.4 - Complexos máfico-ultramáficos de Congonhas, Rio do Peixe, Itabira e Quebra Osso.
- 3.5 - Análise estrutural, petrologia do Grupo Sabará em Saramenha-Ouro Preto e ao longo da vertente NW da Serra do Curral.
- 3.6 - Geração dos veios de quartzo auríferos e não auríferos do Q.F.
- 3.7 - Mineralização Uranífera-Aurífera nos metaconglomerados da Formação Moeda e ambiente deposicional desta formação.
- 3.8 - Análise estrutural, petrologia e geoquímica dos diques e corpos de metadiabásios do Q.F.

4 - A QUESTÃO DOS EVENTOS E FASES DEFORMATIVOS-METAMÓRFICOS PARA O PRECAMBRIANO MINEIRO

Vários pesquisadores na última década têm definido deformações múltiplas, principalmente para centro e sul de Minas Gerais (FLEISCHER, 1971; LADEIRA, 1980; GUBA et al., 1979; GROSSI SAD & PIVA PONTO, 1980; TROW, 1983; TROW et al., 1984; LADEIRA & VIVEIROS, 1984; PIRES, 1984; ALMEIDA & LITWINSKI, 1984; HASUI & OLIVEIRA, 1984. Veja e.g. estas referências e outras in ALMEIDA & HASUI, 1984.).

Entretanto, não se sabe, ainda, como esta dinâmica polifásica se integra regional ou provincialmente, se por exemplo, os eventos D_1 , D_2 , D_3 correspondem-se com os eventos de mesmo índice de QUEMENEUR (1984) e PÍRES (1984). E mesmo, mais distalmente, como se relacionam com os definidos por TROW (op. cit.); e se alguns dos estilos estruturais contrastantes foram gerados em eventos sucessivos de uma única fase (cf. observação de LADEIRA & VIVEIROS, 1984). Por outro lado, é necessário definir como eventos e/ou fases deformativos se relacionam temporalmente com os ciclos orogênicos caracterizados por datações radiogênicas realizadas por CORDANI et al. (1980) e TEIXEIRA (1985).

Para se realizar tal integração, além de mais mapeamento detalhado e análise estrutural em áreas críticas, estes devem se estender para as regiões lineares de províncias, sendo necessário ademais, um programa de datações radiogênicas em locais típicos, acompanhados de estudos do metamorfismo, do quimismo, sedimentológicos e metalogenéticos. E não menos importante, maior intercâmbio entre os pesquisadores, para a adoção de mesma linguagem e procedimentos em todas as etapas. Qualquer trabalho nesse sentido só trará benefícios, pois, as regiões citadas são altamente importantes do ponto de vista metalogenético.

5 - CINTURÕES DE ALTO GRAU METAMÓRFICO

O Cinturão Atlântico com suas rochas granulíticas e granito-gnáissicas deve ter seu estudo retomado nos moldes de mapeamento iniciados por LICÍNIO BARBOSA et al. (1964), desta feita com utilização de novas técnicas de análise estrutural, petroquímica e com intenso programa de datação radiogênica. Isto permitirá solucionar os grandes problemas estruturais do cinturão e as relações tectônicas principais com os cinturões de rochas verdes adjacentes, notadamente o Rio das Velhas, além das questões relativas ao seu potencial mineral, ainda, por ser descoberto.

6 - PERFILAGEM SÍSMICA PROFUNDA DE SÍTIOS ESPECIALMENTE SELECIONADOS DA CROSTA BRASILEIRA

Tal investigação (no estilo dos realizados por COCORP) é, na minha opinião, uma grande necessidade. Obviamente, devido aos elevados custos e à falta de experiência no setor, demandam uma investigação cooperativa com organismos internacionais. Tal tipo de perfilação não só tem interesse científico, mas também de geologia econômica, pois, poderá certamente auxiliar a clarificar certos controles tectônicos de sítios mineralizados. Tomamos a liberdade de sugerir os seguintes sítios para tal perfilação:

- 1 - Cinturão Atlântico - Serra do Espinhaço: através da geotransversal Vitória-Aimorés-Governador Valadares-Guanhães-Serro-Diamantina-Buenópolis-Varzea da Palma.
- 2 - Supergrupos Bambuí-Canastra-Araxá-Perfil: Três Marias-Vazante-Rio São Marcos.
- 3 - Cinturão Atlântico-Complexos Granito-Gnáissicos-Grupos São João del'Rey-Andrelandia-Canastra-Perfil: Passa Quatro-Varginha-Três Pontas-Piúví.
- 4 - Cinturão Atlântico-Complexo Gnáissico-Grupos Andrelandia e São João del'Rey-Supergrupo Rio das Velhas-Perfil: Sta. Rita do Jacutinga-Andrelandia-Maciço do Matola-Tiradentes-Entre Rio de Minas.

E por último, mas não menos importante:

- 5 - Quadrilátero Ferrífero: através dos Sinforme da Moeda-Vale do Rio das Velhas-Sinforme do Gandarela-Serra do Caraça.

São esses alguns dos temas que me são atraentes. Muitos outros poderiam ser discutidos. Certamente, os membros da Mesa Redonda e os debatedores, aqui presentes, irão nos brindar com novas perspectivas, através das quais poderemos chegar a uma escala de prioridades consensual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de, e HASUI, Y., 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil - São Paulo, Blücher Ltda. 378 p.
- ARTUR, A.C. e WEINICK, E., 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro (RJ), VII: 3.081-3.090.

- CLOOS, H., 1922 - Über Ausbau und Anwendung der Granittektonischen Methode. Preuss. Geol. Landesamt., Abh. V. 89, p. 1-18.
- CORDANI, U.G., KAWASHITA, G., MÜLLER, G., QUADE, H., REIMER, V. & ROESER, H. (1980): Interpretação Tectônica e Petrológica de Dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - An. Acad. Bras. Ciên., 52(4): 785-799; Rio de Janeiro.
- DOOR II. J.V.N. VAN, HERZ, N., BARBOSA, A.L.M., & SIMMONS, G.C., 1959/1961. Outline of the Geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais Brazil. Brasil, Dept. Nac. Prod. Min., Publ. Espec., 1,120p., Rio Janeiro (In ENGL. & PORT.).
- DOOR, J.V.N.II., 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Paper, 641 A, p. A1-A109.
- DOSSIN, I.A., UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M., 1984. Geologia da faixa móvel do Espinhaço em sua porção meridional. XXXIII Congr. Brasil. Geol., Rio de Janeiro, Anais 3, p. 118-132.
- ESKOLA, P., 1949 - The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc., London, v. 104, p. 461-476.
- EICHLER, J., 1968 - Geologie und Entstehung der Itabiritischen Reicherze im "Eisernen Viereck" von Minas Gerais, Brasilien. Habil. Schrift TU Clausthal: 192 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLEISCHER, R. & ROUTHIER, P., 1973 - The "Consanguineous" Origin of a Tourmaline-Bearing Gold Deposit: Passagem de Mariana, Brasil. Econ. Geol. v. 68, nº 1: pp. 11-22.
- FYFE, W.S., 1974 - Archaean tectonics. Nature, v. 249, p. 338.
- _____, 1978 - The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? Chem. Geol., v. 23, p. 89-114.
- GAIR, J.E., 1962 - Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Pap. 341 A: 67p. Washington.
- GLÖCKNER, K.H., 1981 - Lithostratigraphie, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. Clausthaler Geowiss. Diss., 10, 221 p.
- GROSSI SAD., J.H. & PIVA PINTO, C., 1980 - Geologia Estratigráfica e Estrutural da Mina do Germano, Mariana, MG, Relatório Inédito de GEOSOL para SAMARCO Mineração S.A., 25p.
- GUJA, I., QUADE, H., ROSIÈRE, C.A., 1979 - Análise Estrutural dos Jazimentos de Minério de Ferro de Morro Agudo, Água Limpa e Pico de Itabira, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Geologisches Institut, Technische Universität Clausthal. Texto Mimeografado, 28 p.
- GUILD, P.W., 1957 - Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 290, 89p.
- GUIMARÃES, 1951 - Arqui-Brasil e sua evolução geológica, Brasil, Dep. Nac. Prod. Miner., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 88, Rio de Janeiro, 80p.
- HERZ, N., 1970 - Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 B, Washington, p.B 1-B 58.
- _____, 1978 - Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 641 C, 81p.
- LADEIRA, E.A., 1980a - Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario, Unpubl. PhD Thesis, 2720., London, Ontario, Canada.
- LADEIRA, E.A., 1980b - Genese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. XXXI Congr. Brasil. Geol., Bol. 2. p. 371. Camboriu.
- LADEIRA, E.A., 1981a - Geologia e Genese do Ouro na Minas de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Simpósio Mineraliz.

- Auríferas no Estado da Bahia, Secret. Minas e Energia, p. 5.
- LADEIRA, E.A., 1981b - Primeiras Lavas com Almofadas ("Pillows") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. Ciências da Terra, lp. 12-14.
- LADEIRA, E.A., 1982 - Brief Introduction of the Geology of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. II Internat. Seminar on Lateritic Processes: Field Guide Book, p. 5-17.
- LADEIRA, E.A., COMES, N.S., LITWINSKI, N., MARQUEZAN, R.G., POLLI, G.O., VARAJÃO, C.A.C., COM A COLABORAÇÃO DE UNIVERSITÁRIOS DO DEGEO, Escala de Minas, UFOP. 1981. Projeto Antônio Pereira. Convênio DOCEGEO/UFOP-EM-DEGEO. Relatório Interno DOCEGEO-UFOP.
- LADEIRA, E.A., MENEZES, M.G. & ROESER, H.M.P., 1982 - Geological Field Trip from Belo Horizonte to Ouro Preto: Main Features, Stratigraphy and Tectonics of the Rio das Velhas and Minas Supergroups, Lateritic Crusts and Bauxite Deposits. II Internat. Seminar on Lateritic Processes: Field Guide Book, p. 19-36. Belo Horizonte.
- LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M.DE, 1984 - Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero, com base nos dados disponíveis. Soc. Brasil. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. nº 4, 48p.
- LOCZY, L. & LADEIRA, E.A., 1976.- Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica. 1a. Edição. Editora Edgard Blücher, São Paulo, CNPq, Brasília. 528p.
- MAXWELL, C.H., 1972 - Geology and Ore Deposits of the Alegria District Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Paper, 341J, 72p. Washington.
- MENEZES FILHO, N.R. de, MATOS, G.M.M. & FERRARI, P.G., 1977- Projeto Três Marias. Relatório Final. M.M.E./D.N.P.M./C.P.R.M., Belo Horizonte, MG, 156 p.
- MIRANDA BARBOSA, A.L., 1961 - Tectônica do Quadrilátero Ferrífero. Socied. Interc. Cultural Estudos Geológicos, Semana Estudos Geológicos e Econômicos do Quadrilátero Ferrífero, Bol. nº 1, p. 45-52, Ouro Preto.
- 1968 - Contribuições Recentes a Geologia do Quadrilátero Ferrífero. Conferência mimeografada. Soc. Brasil. Geol., Núcleo Minas Gerais. Edição Deptº de Geol. IGC UFMG, 1985. Belo Horizonte, 42p.
- MIRANDA BARBOSA, A.L., GROSSI SAD, J.H., VAZ DE MELO, M.T. & TORRES, N., 1964 - (inédito). Geologia das Quadrículas de Cuité e Conselheiro Pena, MG, Brasil. Rel. de Geologia e sondagens Ltda. para Dptº. Nasc. Prod. Min. RJ, 285p.
- NISBET, E.G., 1982 - The tectonic setting and petrogenesis of Komatiites. In ARNDT, N.T. & NISBET, E.G., 1962 (Editors). Komatiites. George Allen & Unwin Publishers, London, xviii + 526p.
- PADILHA, A.V., OLIVEIRA, S.D., SOARES, J.M.H., (sem data). Geologia da Folha de Acurui. Relatório Inédito. Instituto de Geociências Aplicadas.
- PIRES, F.R.M., PALERMO, N. & SARCIA, M.N.G., 1984 - Análise da deformação e revisão litostratigráfica do Supergrupo Minas no sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGR. BRASIL. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, Soc. Brasil. Geol., vol. 7 p.3.151-3.165.
- QUEMENEUR, J., 1984 - Contribuição à tectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva, a oeste de Ouro Preto (MG). In: CONGR. BRASIL. GEOL., 33, Rio de Janeiro, Soc. Brasil. Geol., vol. 7, p. 3.307-3.318.
- ROESER, H., ROESER, U.F., LADEIRA, E.A., & TOBSCHALL, H.J., 1982 - The Petrological and Geochemical Evolution of the Basement of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Quinto Congr. Latinoamer. Geol. Argentina. Actas III, p. 675-690. Buenos Aires.
- ROSIERE, C.A., 1981 - Strukturelle und Texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito/Minas Gerais, Brasilien. Clausthaler Geowiss. Diss., g: 302S. Clausthal-Zellerfeld.
- SHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C., 1979 - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. Anais I Simp. Geol. Minas Gerais. Soc. Brasil. Geol., Núcleo Minas Gerais, Bol. 1, p. 55-73.

- SCHORSCHER, H., 1982 - Internat. Symposium on Archean and proterozoic Early Proterozoic Geol. Evolution and Metallogenesis. Abstract Vol. and Excursions p. 1-33. Salvador, Brasil.
- SIMMONS, G.C., 1968 - Geology and iron deposits of the Serra do Curral, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof. Paper 341, 57p. Washington.
- SIMMONS, G.C., & MAXWELL, C.M., 1961 - Grupo Tamandua da Série Rio das Velhas. Brasil Dpt. Nac. Prod. Min., Bol. nº 211-318 p. Brasil:
- TEIXEIRA, W., 1985 - A Evolução geotectônica da porção meridional do Craton São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado - IGUSP, 207 p.
- TEIXEIRA, W., 1982 - Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. Rev. Brasil. Geoc., v. 12, nos. 1, 2, 3, p. 268-277.
- TROUW, R.A.J., 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. II Simp. de Geol. de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, SBG., Núcleo Minas Gerais, Vol. 3: 469-478.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P. e HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, 7:2337-3240.
- TORRES, D.D., GEISEL SOBRINHO, E. & VAZ DE MELO, M.T., 1969. A Jazida do Caue, CVRD, Itabira, Minas Gerais. Congr. Brasil. Geol. 23, Salvador, 1969, Anais Soc. Brasil. Geol., p. 183-185.
- VILLACA, J.N., 1981 - Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. Soc. Brasil. Geol., NUCLEO MINAS GERAIS, BOL. Nº 2, p.93-137.
- VIVEIROS, J.F.M., 1984. Pesquisas de Minério de Ferro. Palestra proferida no 2 Seminário Interno do Distrito Sul-DOCEGEO. Belo Horizonte.
- VIVEIROS, J.F.M., et al., Relatórios de Trabalho Geológico. 1. Semestre 1984. DEGEO-UFOP. Ouro Preto.
- WALLACE, R.M., 1965 - Geology and Mineral Resources of the Pico Itabirito District, Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Paper, 341F, 68P. Washington.
- WERNICK, E., ARTHUR, A.C., & FIORI, A.P., 1981. Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Anais 3º Simp. Regional Geol., SBG, Curitiba, p.328-342.

TABELA 2: EVOLUÇÃO DEFORMACIONAL DAS SECURÊNCIAS SUPRACRUSTAIS DO QUADRILÁTERO FERREIRO LAJEIRÁ E VITÓRICA, 1984.

DEFORMAÇÃO	VERGÊNCIA	UNIDADES ENVOLVIDAS	DORAMENTO		FOLIAÇÕES		LINEAÇÃO		FALHAMENTOS/FRATURAMENTOS	INFLUÊNCIA DOS CORREZOS GRANITÍFICOS/TRANSFORMAÇÃO DA ESTRUTURAÇÃO	R E F E R Ê N C I A S
			TIPOS	CHARNEIRA	TIPO	TRANSPOSIÇÃO	TIPO				
D1	N(1) (7, 10, 12, 13)	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F1 ISOCLINAL (81) RECORRENTE (13)	MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S1 XISTOSIDADE (13, 17) ENDEAMENTO (12)	INTENSA (12)	L1 L-MINERAL MULLIONS BARRAS DE QZ (13, 17)	L1 L-MINERAL L-INTERSEÇÃO MULLIONS BARRAS DE QZ (13)	CAVALGAMENTOS/ EMPURÕES DE BAIXO ÂNCILLO (13)	ATIVA (13)	(1) DORR II et al (1957) (2) MIRANDA BARROSA (1960) (3) GUIMARÃES (1966) (4) EICHER (1968) (5) DORR II (1969) (6) TORRES, GEISEL E VIZ DE MELO (1969) (7) FLEISCHER E RÖTTGER (1973) (8) LOCHY E LAJEIRA (1976) (9) GUIMARÃES E ROSIÈRE (1979) (10) PIRES (1979) (11) HAGESPACHER (1979) (12) GROSSI SAO E PIPTO (1980) (13) LAJEIRA (1980)
D2	N(1) (7, 10, 12, 13)	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F2 ISOCLINAL (82) RECORRENTE (15, 16, 18, 19)	E MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S2 XISTOSIDADE (18, 19) ENDEAMENTO (12, 13, 15, 18, 19)	INTENSA (12)	L2 L-MINERAL MULLIONS BARRAS DE QZ (7, 10, 12, 15, 16, 17, 19)	L2 L-MINERAL L-INTERSEÇÃO MULLIONS BARRAS DE QZ (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 12, 15, 16, 19)	CAVALGAMENTOS/ EMPURÕES DE BAIXO ÂNCILLO (13)	ATIVA (1, 2, 3, 5, 13, 18)	(1) DORR II et al (1957) (2) MIRANDA BARROSA (1960) (3) GUIMARÃES (1966) (4) EICHER (1968) (5) DORR II (1969) (6) TORRES, GEISEL E VIZ DE MELO (1969) (7) FLEISCHER E RÖTTGER (1973) (8) LOCHY E LAJEIRA (1976) (9) GUIMARÃES E ROSIÈRE (1979) (10) PIRES (1979) (11) HAGESPACHER (1979) (12) GROSSI SAO E PIPTO (1980) (13) LAJEIRA (1980)
D3	N	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F3 APERTIDO (83) INVERTIDO (9, 11, 14, 15, 18, 19)	E MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S3 CLIVAGENS DE TRANSPOSIÇÃO DE CRENULA - LOCALMENTE (13, 18, 19) CRENULAÇÃO (13, 18, 19)	INTENSA (13, 18, 19)	L3 L-MINERAL CRENULAÇÕES (9, 11, 14, 15, 18, 19)	L3 L-MINERAL CRENULAÇÕES (9, 11, 14, 15, 18, 19)	EMPURÕES DE BAIXO ÂNCILLO MODERADO (6, 15, 18, 19)	ATIVA (6, 15, 18, 19)	(1) DORR II et al (1957) (2) MIRANDA BARROSA (1960) (3) GUIMARÃES (1966) (4) EICHER (1968) (5) DORR II (1969) (6) TORRES, GEISEL E VIZ DE MELO (1969) (7) FLEISCHER E RÖTTGER (1973) (8) LOCHY E LAJEIRA (1976) (9) GUIMARÃES E ROSIÈRE (1979) (10) PIRES (1979) (11) HAGESPACHER (1979) (12) GROSSI SAO E PIPTO (1980) (13) LAJEIRA (1980)
D4	N	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F4 APERTIDO (84) INVERTIDO (9, 11, 14, 15, 18, 19)	E MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S4 CLIVAGENS DE TRANSPOSIÇÃO DE CRENULA - LOCALMENTE (13, 18, 19) CRENULAÇÃO (13, 18, 19)	INTENSA (13, 18, 19)	L4 L-MINERAL CRENULAÇÕES (9, 11, 14, 15, 18, 19)	L4 L-MINERAL CRENULAÇÕES (9, 11, 14, 15, 18, 19)	EMPURÕES DE BAIXO ÂNCILLO MODERADO (6, 15, 18, 19)	ATIVA (6, 15, 18, 19)	(1) DORR II et al (1957) (2) MIRANDA BARROSA (1960) (3) GUIMARÃES (1966) (4) EICHER (1968) (5) DORR II (1969) (6) TORRES, GEISEL E VIZ DE MELO (1969) (7) FLEISCHER E RÖTTGER (1973) (8) LOCHY E LAJEIRA (1976) (9) GUIMARÃES E ROSIÈRE (1979) (10) PIRES (1979) (11) HAGESPACHER (1979) (12) GROSSI SAO E PIPTO (1980) (13) LAJEIRA (1980)
D5	W (5, 7, 10)	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F5 ABERTO (85) INVERTIDO (9, 10, 11, 12, 13, 15, 18, 19)	N MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S5 CLIVAGENS DE TRANSPOSIÇÃO DE CRENULA - LOCALMENTE (8, 9, 10, 11, 12, 14, 17, 18)	INEXISTENTE (13, 18, 19)	L5 L-MINERAL CRENULAÇÕES (7, 10, 11, 12, 13, 15, 18, 19)	L5 L-MINERAL L-INTERSEÇÃO CRENULAÇÕES (7, 10, 11, 12, 13, 15, 18, 19)	FALHAS NORMAIS E EMPURÕES DE ALTO ÂNCILLO MODERADO (18, 19)	PASSIVA (2, 7)	(14) OLIVEIRA et al (1983) (18) LAJEIRA et al (1983) (19) VIZIEZOS (1984)
D6	-	SC ¹ a. RIO DAS VELHAS (E) E MINAS (E) (ITACOLOMIT)	F6 ARZEMER-TO. (86)	N MOB/35 SOE/35 (13, 17)	S6 JUNTAS (5, 7, 9, 11, 14, 15, 18)	-	-	-	FALHAS NORMAIS (5, 7, 9, 12, 13, 14, 15, 18)	PASSIVA (5, 7, 9, 12, 13, 14, 15, 18)	(14) OLIVEIRA et al (1983) (18) LAJEIRA et al (1983) (19) VIZIEZOS (1984)

ESBOÇO DA ESTRUTURAÇÃO PARA O QUADRILÁTERO FERRÍFERO
SEGUNDO LADEIRA E VIVEIROS (1984)

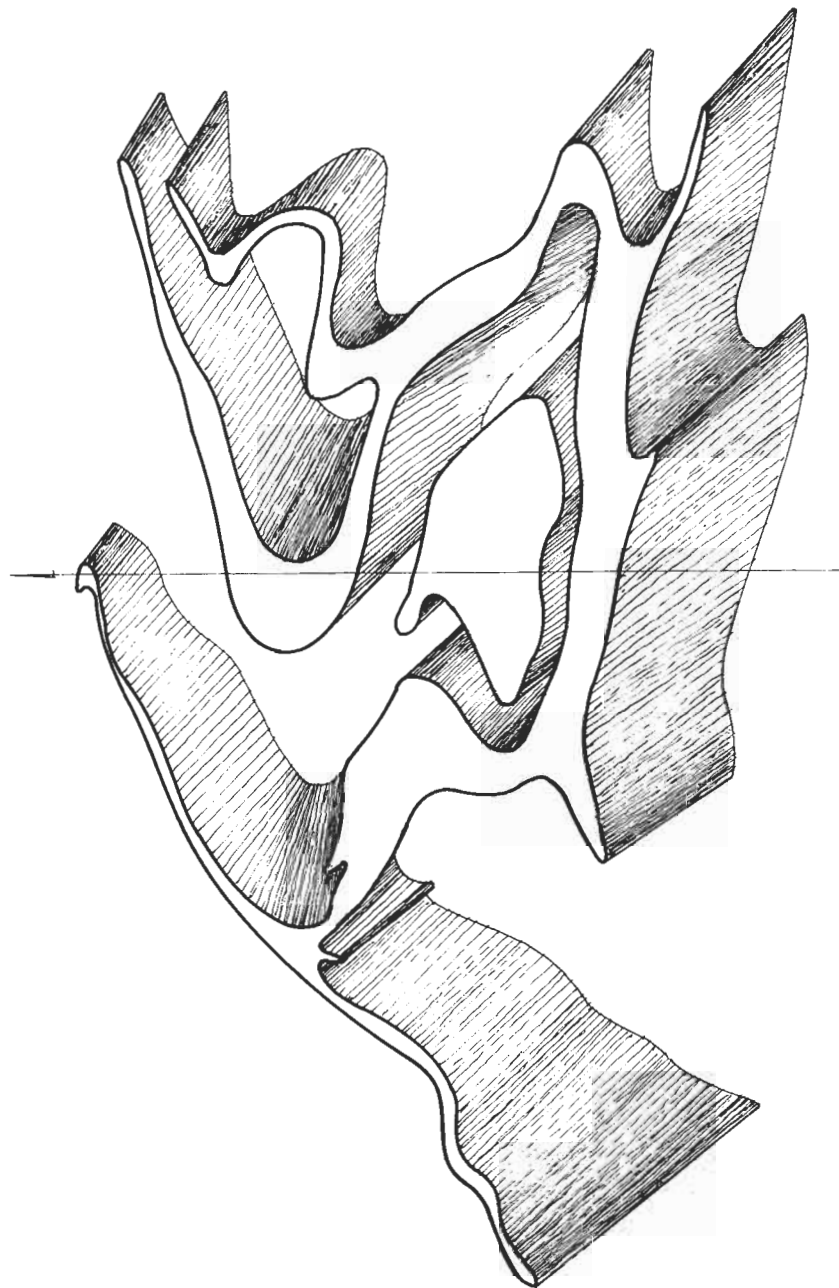


FIG. 1

TABELA 3

COLUNA ESTRATIGRÁFICA PRECAMBRIANA PROPOSTA PARA O
QUADRILÁTERO FERRÍFERO

LADEIRA & VIVEIROS, 1984

Grupo Itacolomi (?)

	(5) Grupo Piracicaba	[Fm. Barreiro Fm. Taboões Fm. Fecho do Funil Fm. Cercadinho
Supergrupo Minas	(4) Grupo Itabira	[Fm. Gandarela Fm. Cauê
	(3) Grupo Caraça	[Fm. Batatal Fm. Moeda

(2) Supergrupo Rio das Velhas [Grupo Nova Lima

(1) Embasamento Granito-Gnáissico

ALGUMAS FEIÇÕES DO PRÉ-CAMBRIANO DO MACIÇO DE GUAXUPÉ

Eberhard Wernick

Depart. Mineral. e Rec. Minerais - UNESP

Historicamente o Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais (DMRM) da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP), "Campus" de Rio Claro, SP, está comprometido com o estudo do Precambriano do Estado de Minas Gerais desde os trabalhos pioneiros de Heinz Ebert (1956, 1957, 1962, 1968, 1971, 1974, 1984) que através de a bordagens quer regionais quer de detalhe não só caracterizou numerosas u nidades lito-estratigráficas mas também desenvolveu e aprimorou durante muitos anos o modelo geotectônico do Cinturão Paraíba, de idade variscana, amoldado em torno do craton do São Francisco e bifurcado ao Sul de Belo Horizonte (na altura do paralelo 22° S) em dois Ramos distintos (Araxaídes e Paraíbaes), cada um deles contendo uma zona interna (internídeos) e u ma externa (externídeos). Composta por várias unidades lito-estratigráfi- cas (ver uma versão sucinta em Wernick, 1978). Consagra Ebert assim em seus trabalhos quatro unidades geotectônicas: a área cratônica do Rio São Francisco; as estruturas circundantes da porção sulina desta área cratôni- ca (Araxaídes); as estruturas paralelas à costa (Paraíbaes) e a área triangular delimitada pela Bacia do Paraná, os Araxaídes e os Paraíbaes (o Maciço de Guaxupé de Almeida et alii, 1976).

Estas estruturas, bem como os dados geológicos, petrográficos, tectônicos e estratigráficos gerados por Ebert, acrescidos de novos dados obtidos desde então (através de mapeamentos geológicos, análise de fotoli neamentos e estudos petrológicos, geocronológicos e estruturais além de levantamentos geofísicos) vem sendo reinterpretados por numerosos autores que ofereceram vários modelos geotectônicos alternativos. Entre eles cabe destaque para os trabalhos de Cordani et alii (1973) com o modelo dos cin turões metamórficos superpostos; Almeida (1977) caracterizando a porção sulina do crãton do São Francisco; Almeida et alii (1976) criando o maci ço mediano de Guaxupé, idéia retomada por Hasui et alii em 1980; o mode lo do crãton do Paramirim e o adjacente cinturão granulítico Alfenas (Al- meida, 1981); o modelo do rifteamento aulocogênico de Braun e Baptista (1978); a colisão ou subducção de placas litosféricas (Davino, 1979; Almei da et alii, 1980); o modelo do cruzamento de cinturões móveis ensiâlicos (Wernick e Fiori, 1981) e o trabalho de Wernick et alii (1981) sobre a i dentificação tectônica do maciço Guaxupé caracterizando-o como unidade - geotectônica alóctone além do modelo do cinturão de cisalhamento (Hasui , 1983; Wernick e Artur, 1982 a, b; Artur e Wernick, 1984).

Dentro deste quadro da geologia do Pré-Cambriano do Estado de Minas Gerais o autor vem se dedicando essencialmente às unidades de mē dio e alto grau metamórfico da infra-estrutura que constituem o maciço de Guaxupé visando principalmente: 1 - a compreensão dos diferentes proces - sos petrogenéticos que ali ocorreram; 2 - oferecer uma proposta estrati - gráfica que permita englobar, correlacionar e redefinir as numerosas uni dades lito-estratigráficas criadas nesta unidade geotectônica (mais de u ma dezena) e 3 - criar uma visão dos diferentes estágios evolutivos da crosta terrestre no decorrer dos tempos geológicos pelo exame de áreas po licíclicas.

A perseguição destes objetivos é feita tanto através de ma peamentos e estudos específicos individuais de vários docentes do DMRM - (ver uma relação bibliográfica em Fiori et alii, 1980 e 1981) quanto ao âmbito dos trabalhos de graduação dos estudantes do curso de geologia da UNESP. Estes trabalhos permitiram estabelecer as seguintes feições para o maciço de Guaxupé:

1. A maior parte das rochas constituintes da área considerada são gnaisses embrechíticos (streaky gneisses) com texturas granoblasticas-cataclásticas e grau variável de deformação que resultam de uma transposição tectônica afetando rochas pré-existentes. Integram os complexos Amparo, Silvianópolis, Guaxupé, Varginhas e Machado (Artur e Wernick, 1984).
2. Em alguns locais persistem nestes gnaisses embrechíticos lentes, leitões, bolsões ou áreas maiores de granitoides, migmatitos, gnaisses e rochas básicas/ultrabásicas e rochas charnockíticas. As áreas maiores correspondem, de acordo com sua composição, aos complexos Barbacena e Pré-Guaxupé (Artur e Wernick, 1984).
3. Em outros trechos do maciço a foliação de transposição acha-se destruída através de uma acentuada recristalização e migmatização originando através deste retrabalhamento as litologias do Complexo Pinhal (Artur e Wernick, 1984).
4. Datações por meio de isócronas verdadeiras (Artur, 1980) dos gnaisses embrechíticos revelam para a transposição uma idade transamazônica. Já os núcleos poupados tem idade arqueana e a migmatização mais jovem é essencialmente brasileira (Wernick et alii, 1981). Desta maneira os gnaisses embrechíticos representam um horizonte estratigráfico regional.
5. Os núcleos poupados pela transposição transamazônica são representados por gnaisses e/ou migmatitos de composição essencialmente granodiorítica a trondjemítica, por granitoides equigranulares e porfiróides calcico-alcalinos, granitoides charnockíticos equigranulares e porfiróides que transicionam ou não para os granitoides normais e por rochas básicas/ultrabásicas. Ocorrências de intercalações de supracrustais metasedimentares são raras. Segundo Hasui (1983) a foliação dos gnaisses destes núcleos poupados corresponderia também a uma foliação cataclástica de transposição de caráter regional, disposição subhorizontal e idade arqueana (fim do Ciclo Jequié) enquanto a que gerou os gnaisses embrechíticos transamazônicos teria caráter empinado.
6. O maciço de Guaxupé apresenta um zoneamento tanto de sul para norte quanto de oeste para leste. O primeiro consiste na passagem progressiva de S para N de rochas da fácies do anfibolito para rochas da fácies do charnockito o que está de acordo com o modelo geotectônico de Davino (1979). As unidades essencialmente mesozonais são os complexos Barbacena, Amparo, Silvianópolis e Varginhas enquanto os Complexos Pré-Guaxupé, Guaxupé e Machado são essencialmente charnockíticos. O zoneamento metamórfico é acompanhado de um zoneamento magmático (granitos normais ao sul, granitos com zonas marginais charnockíticas e granitos charnockíticos ao norte) e de um zoneamento composicional (aumento da frequência de rochas básicas-ultrabásicas de sul para norte). O zoneamento oeste-leste caracteriza-se, na parte norte do maciço onde ocorrem exposições contínuas de rochas charnockíticas (o cinturão Alfenas de Almeida, 1981), pela presença de intercalações de rochas da fácies do anfibolito a oeste e de rochas da fácies do xisto verde a Leste. Tal feição está de acordo com o modelo da indentação tectônica de Wernick et alii (1981) e revela que a movimentação do maciço de Guaxupé foi posterior à geração do Grupo São João del Rei. Já a ocorrência de rochas embrechíticas tanto na parte sul quanto norte do maciço revela que a implantação da zona de cisalhamento dúctil que os gerou têm sua origem ligada à aspectos do manto, e sua idade é anterior ao adernamento do maciço.

7. As rochas charnockíticas/ "granulíticas" ocorrem sob 4 formas principais: 1. rochas maciças equigranulares ou porfiróides de composição ácida a básica. 2. gnaisses charnockíticos leucocráticos com inclusões, bolsões, "boudins", lentes, "schlieren" e leitos de composição mais básica, muitas vezes dobrados, o que confere à rocha um aspecto anatético difuso (Choudhuri et alii, 1978; Flori e Choushuri, 1979); 3 - gnaisses charnockíticos embrechíticos equigranulares ou porfiroclásticos (pronunciada estrutura flaser), e que texturalmente correspondem a granulitos; 4. migmatitos com neossoma granitóide e restritos charnockíticos/ "granulíticos". Ocorrem respectivamente no Complexo Pré-Guaxupé (tipo 1) Complexo Machado e Guaxupé (tipo 2 e 3) e no Complexo Pinhal (tipo 4).
8. Composicionalmente os charnockitos e "granulitos" podem ser agrupados e 2 categorias distintas: uma de natureza essencialmente ácida-intermediária de composição calco-alcalina e outra predominantemente básica de filiação toleítica (Wernick e Oliveira, 1982).
9. Geneticamente os charnoquitos dos grupos 2 e 3 resultam da transposição de charnockitos magmáticos do grupo 1. As diferenças entre os charnockitos dos grupos 2 e 3 retratam possivelmente níveis crustais de geração distintas, mais dúcteis no caso dos gnaisses charnockíticos do grupo 2. Desta maneira os "granulitos" do grupo 3 são, em realidade pseudogranulitos. Alternativamente Wernick e Artur (1984) sugeriram para os gnaisses charnockíticos do grupo 2 uma gênese por charnockitização de gnaisses migmatíticos pré-existentes por intervenção de fluidos ricos em CO₂. Já os migmatitos do Grupo 4 resultam da migmatização das rochas dos grupos 1, 2 e 3, quer em sistema fechado quer aberto (migmatitos de injeção).
10. O modelo da geração dos gnaisses charnockíticos bem como a caracterização do seu material original baseia-se nos estudos de Wernick et alii (1984) no complexo granítico Socorro, um granito calco-alcalino com uma zona marginal charnockítica transformada em gnaisses charnockíticos embrechíticos no âmbito da faixa de cisalhamento Socorro (Wernick, 1967).
11. A passagem gradual dos diferentes núcleos poupados (e compostos por granitóides, gnaisses, migmatitos, charnockitos e rochas básicas-ultra básicas) para gnaisses embrechíticas mais ou menos deformados (e acompanhado de rejuvenescimento isotópico também gradual como sugerem os dados de Artur, 1980) leva à transformação de rochas essencialmente magmáticas/migmáticas/ortometamórficas, por efeito tectônico, em pseudo-metassedimentos mais ou menos típicos ao observador incauto. Esta interpretação errônea resulta da associação entre gnaisses embrechíticos com níveis de deformação variável (implicando num bandeamento por diferença de cor e de granulação interpretado por alguns autores como bandeamento metassedimentar) associado à intercalações de restos da sua pra-estrutura "infolded" na infra-estrutura no âmbito do cinturão de cisalhamento (Bak et alii, 1975).
12. Até ora não foram detectados, quer sob aspecto geológico quer geocronológico corpos maiores de granitóides caracteristicamente vinculados ao Ciclo Transamazônico o que sugere que ao cinturão de cisalhamento implantado neste época não se filia um magmatismo ácido expressivo que, ao nível regional, é essencialmente arqueano e brasileiro. Também em relação às unidades supracrustais presentes ao nível regional não há a ocorrência de tratos maiores seguramente vinculados ao Pré-Cambriano Inferior.
13. A geologia do maciço de Guaxupé revela tratar-se de unidade geotectônica alóctone de evolução policíclica e cujas características permitem definir a evolução da infra-estrutura da crosta através dos tempos geológicos. No Arqueano a crosta se desenvolveu principalmente por acreção vertical através da aglutinação de duas suítes de derivação essencialmente mantélica. Uma é representada por seqüências básicas /ultra básicas de filiação toleítica e outra por extensivos granitóides grano-

dioríticos/trondjemíticos de natureza calco-alkalina. A frequência - de termos charnockíticos revela a importância da fase fluída enriquecida em CO₂ tanto no tempo (Arqueano) quanto no espaço (crosta inferior) nos processos petrogenéticos. Ainda no Arqueano estas suítes foram re-trabalhadas sucessivamente originando migmatitos e gnaisses de evolução geológica complexa. No Ciclo Transamazônico as associações arqueanas foram re-trabalhadas no âmbito de um cinturão de cisalhamento resultando em variados gnaisses, gnaisses embrechíticos, milonitos e blastomilonitos com sinais de diaforeses mais ou menos patentes. A migmatização é restrita, gerando mobilizados paralelamente à nova foliação e a acreção vertical é negligenciável, o que revela baixo fluxo térmico regional. No Ciclo Brasileiro ocorreu intenso retrabalhamento crustal com geração de amplos complexos migmáticos e acreção vertical com a geração de granitoides que se distinguem dos arqueanos por seu caráter mais potássico e pela ausência de corpos charnockíticos. Esta variação revela assim uma sucessão de estágios de evolução crustal caracterizados pelo predomínio de processos distintos que expressam possíveis variações no estilo magmático-tectônico global do planeta Terra no decorrer dos tempos geológicos.

14. A modificação de amplos segmentos crustais originariamente arqueanos em tempos geológicos subsequentes por meio de diferentes processos de retrabalhamento crustal e por acreção vertical revela a necessidade da compreensão destes processos para que dados geológicos, petrográficos, geoquímicos, estruturais, metalogênicos e geofísicos possam ser interpretados corretamente. O presente resumo visou ressaltar a importância do estudo detalhado da infra-estrutura precambriana do Estado de Minas Gerais através da apresentação de alguns dados e conclusões obtidos através de trabalhos executados no maciço de Guaxupé o que revela a inoportunidade de reunir-se grandes tratos da infra-estrutura em unidades amplas tais como "Complexo Basal", "Complexo Metamórfico", "Embasamento Cristalino", etc. representá-los em mapas de modo evidenciados. Isto não só pela importância científica dos trabalhos de detalhe nessas áreas mas sobretudo devido a importância dos recursos minerais provenientes de áreas arqueanas no conjunto geral da produção mineral nacional

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O Craton do São Francisco. Rev.Bras.Geoc., 7 (4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. An.Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais (SBG - Núcleo da Bahia): 1 - 10.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper precambrian of South America. Bol.Inst.Geoc., USP, 7: 45 - 80
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; DAVINO, A. e HARALYI, N.L.E. - 1980 - Informações geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu significado geotectônico. An.Acad.Bras.Ciênc., 52(1): 49-60.
- ARTUR, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos Arredores de Itapira-SP. Dissertação de Mestrado - IGUSP (Inédita), 193 pp.
- ARTUR, A.C. e WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 7: 3081-3090.
- BAK, J.; KORSTGARD, J. e SRENSSEN, K. - 1975 - A major shear zone within the Nagssugtoqidian of west Greenland. Tectonophysics, 27:191 - 209.
- BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações sobre a geologia pré-Cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Publ.Esp.Soc.Bras.Geol., Salvador, Bol. 3:225-368.

- CHOU DHURI, A.; FIORI, A.P. e BETTENCOURT, J. da S. - 1978 - Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos Region, Southern Minas Gerais, An. XXX Congr.Bras.Geol., 3: 1236 - 1249
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J. e LEDENT, D. - 1973 - Orogenèses superposées - dans le precambrien du Brésil sud-oriental (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev.Bras.Geoc., 3(1): 1-22.
- DAVINO, A. - 1979 - O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. Atas 29 Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 87 - 100.
- EBERT, H. - 1956 - Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol. Rundsch., 45:471-521
- EBERT, H. - 1957 - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais, DNPM/DGM, Bol. 183:48 pp.
- EBERT, H. - 1962 - Baustil ind Regionalmetamorphose in Prakambri-schen Grundgebirge Brasiliens. Tschermarks Mineral. Petrogr.Mitt., 8:49-81
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An.Acad.Bras.Ciênc., 40 (suplemento): 215-229.
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira(SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Soc.Bras.Geol.Núcleo de São Paulo. Bol.Esp., 1(Res.Comun. XXV Congr.Bras.Geol.): 177 - 178.
- EBERT, H. - 1974 - O Grupo Eleutério e a falha de Jacutinga (Nordeste do Estado de São Paulo). Soc.Bras.Geol. (Núcleo Rio Grande do Sul), Bol. Espec., 1(Res.Comun. XXVIII Congr.Bras.Geol.): 726-730.
- EBERT, H. (in memoriam) - 1984 - Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Soc.Bras.Geol.-Núcleo de São Paulo, nº 12:72 - 103.
- FIORI, A.P. e CHOU DHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superimpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). Atas 29 Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:47 58
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1981 - Caracterização de migmatitos e Anatexitos da Região Nordeste de São Paulo e Sul de Minas Gerais. Atas do 39 Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:310-323
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOU DHURI, A.; SOARES, P.C. e BETTENCOURT, J.da S. - 1980 - Evolução Geológica da Parte SW do Estado de Minas Gerais. An.XXXI Congr.Bras.Geol., 5: 2893 - 2905.
- HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da Seção Caconde Cara - guatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do Leste Paulista. Atas 19 Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50000: 227-252.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de e BRITO NEVES, B.B. - 1978 - As estruturas brasileiras. An. XXX Congr.Bras.Geol., 6: 2423 - 2437.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo. An.Acad.Bras.Ciênc., 52(1): 61-76
- WERNICK, E. - 1967 - A geologia na região de Amparo - Leste do Estado de São Paulo. F.F.C.L. de Rio Claro - SP. Tese de Doutorado, 235 p.

- WERNICK, E. - 1978 - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An.Acad.Bras.Giênc., 50(3): 337 - 352
- WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1983 a - Regenerações sucessivas de terrenos Arqueano no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. Atas 4º Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 15 pág. (no prelo).
- WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1984 b - Evolução Policíclica de Terrenos Arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. An. do II Simp.Geol. de Minas Gerais, (SBG - Núcleo de Minas Gerais), Bol. 3 (Geol. do Precambriano): 50 - 63.
- WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda sul do Craton do São Francisco. An. do Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. (SBG - Núcleo da Bahia): 169 - 179.
- WERNICK, E. e OLIVEIRA, M.A.F. de - 1982 - Composition of archean granulites from southern Brazil and its implications for the nature of the early crust. Rev.Bras.Geoc., 12 (1-3): 403 - 409, Mar. - Set.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. e CHOUDHURI, A. - 1981 - A tectônica rígida no fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. An. do Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. (SBG - Núcleo da Bahia): 164 - 168.
- WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. e HORMANN, P. - 1984 - Caracterização da zona marginal charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6: 2919-2934.

METODOLOGIA E PROBLEMAS NO ESTUDO DO PRÉ-CAMBRIANO DO SUL DE MINAS GERAIS

Rudolph A.J. Trow

IG - UFRJ

INTRODUÇÃO

Como contribuição para a mesa redonda sobre o "Estado da arte do Pré-Cambriano mineiro" nos pareceu adequado traçar uma discussão sobre os problemas defrontados no estudo do Pré-Cambriano do Sul de Minas Gerais e avaliar as metodologias utilizadas para resolvê-los.

Em trabalhos recentes (Trow, 1983; Trow et al., 1984) encontram-se resumidos os principais resultados de nossos trabalhos, sendo que os novos dados já coletados ainda não justificam uma nova síntese.

PROBLEMAS

Talvez um dos problemas de maior relevância na região reside na escolha e definição das unidades litológicas e unidades de mapeamento. Em áreas como estas, onde inexitem os fósseis, toda a correlação estratigráfica é baseada em continuidade física ou semelhança litológica, ambos fatores de difícil avaliação dado às variações laterais de fácies e mudanças na intensidade do metamorfismo. Soma-se a isto a intensa deformação, resultando em que a reconstrução das colunas estratigráficas originais seja tarefa das mais árduas. É muitas vezes difícil de terminar se acunhamentos ou grandes variações laterais de espessura são causados por dobramento isoclinal e/ou boudinagem ou se representam acunhamentos sedimentares originais. Um exemplo disso são as dobras fechadas a isoclinais, da primeira fase de deformação, que afetaram camadas de quartzito nas vizinhanças da Represa de Furnas, entre Passos e Capitólio. O único método capaz de solucionar este problema nos parece ser o mapeamento detalhado aliado à análise estrutural.

Um outro problema refere-se à reconstrução do ambiente sedimentar. Em áreas onde a deformação e o metamorfismo foram de intensidade de tal a permitir a preservação das estruturas sedimentares esta tarefa é facilitada. Por exemplo, na área de São João del Rei (Valeriano, 1985; Ebert, 1971; Karfunkel e Noce, 1983) pode ser reconstruído um ambiente de planície de maré e mar raso para alguns metassedimentos. Entretanto, na maioria dos casos somente as análises modais ou análises químicas podem dar alguma informação sobre a composição dos sedimentos originais, pois as estruturas primárias foram destruídas pela deformação e metamorfismo. Assim por exemplo muitos xistos feldspáticos e gnaisses do Grupo Andrelândia, ricos em quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, e com granada, cianita e/ou silimanita, parecem ser derivados de grauvascas com fragmentos de rochas gnáissicas do embasamento, que são ricas em plagioclásios.

Em relação aos gnaisses do Grupo Andrelândia que não contém granada, cianita ou silimanita, existe o sério problema de sua distinção de gnaisses semelhantes do embasamento. A experiência e a intuição geológica podem ajudar, mas a solução somente é alcançada através da assu-

ciação com outras litologias em mapeamentos detalhados. A distinção entre os gnaisses do Grupo Andrelândia e os do embasamento é especialmente complicada na porção SE da região, onde o metamorfismo chegou ao início da anatexia e os gnaisses do Andrelândia assumem um aspecto migmatítico.

Nesta mesma região, próximo as cidades de Seritinga e Aiuruoca, afloram ortognaisses rodeados por xistos e gnaisses do Grupo Andrelândia. Por tal razão estes ortognaisses foram interpretados como derivados de rochas intrusivas no Grupo Andrelândia. Por outro lado, o seu aspecto e composição litológica são muito parecidos a ortognaisses do embasamento, podendo tratar-se de uma espécie de "mantled gneiss domes", ou seja, de corpos antigos remobilizados e intrudidos no Grupo Andrelândia. Qualquer solução para este problema tem igualmente que se basear em datações e mapas detalhados.

Ao sul e oeste das ocorrências do Grupo Andrelândia foram definidas outras unidades litológicas, a saber: Grupo Paraíba (Ebert, 1968) incluindo a Série Juiz de Fora (Ebert, 1955), Complexo Juiz de Fora (Almeida e Hasui, 1984), Grupo ou Complexo Amparo (Ebert, 1968; Cavalcante et al., 1979) e o Complexo Varginha (Cavalcante et al., 1979). Ebert considerava parte deste conjunto como equivalente do Grupo Andrelândia, em fácies metamórfico mais elevado, e parte como embasamento arqueano. Em nossos mapeamentos, que estão avançando de norte para sul e de leste para oeste, não encontramos nada essencialmente diferente que não se encaixe no Grupo Andrelândia ou no seu embasamento.

Um caso a discutir são os charnoquitos ou granulitos em geral, que começam a aflorar a SE de uma linha que passa por Juiz de Fora e Santa Rita de Jacutinga. A oeste de Varginha afloram estas mesmas rochas num contexto semelhante. A nosso ver existem as seguintes possibilidades para a origem destas rochas:

- i) elas pertencem ao embasamento e são mais antigas que o Grupo Andrelândia.
- ii) elas pertencem ao Grupo Andrelândia ou unidades equivalentes e não afloram mais a norte por condicionamento metamórfico.
- iii) elas não pertencem nem ao Grupo Andrelândia nem ao seu embasamento, formando um outro conjunto.
- iv) ainda é possível que se trate de rochas antigas, do embasamento, que foram transformadas em charnoquitos durante o metamorfismo do Grupo Andrelândia.

Um dado certo é que ao lado da Serra do Matola, bem mais ao norte da área em questão, o embasamento contém charnoquitos onde o Grupo Andrelândia está na fácies anfibolito, o que comprova a hipótese (i). Um outro fato é que muitos charnoquitos ocorrem interestratificados com gnaisses aluminosos, ricos em granada e silimanita, que são idênticos aos gnaisses do Grupo Andrelândia, favorecendo a hipótese (ii).

Nos parece o mais provável que a maioria dos charnoquitos sejam frutos do metamorfismo que afetou tanto o Grupo Andrelândia como seu embasamento, especialmente porque o limite de ocorrência destas rochas é mais ou menos paralelo a isógrada da silimanita no Grupo Andrelândia. Entretanto a confirmação desta hipótese carece ainda de mapeamentos detalhados.

Um outro problema diz respeito à análise estrutural. O agrupamento de estruturas em conjuntos, atribuídos a sucessivas fases de formação, é viável em rochas de baixo e médio grau metamórfico (Trouw et al., 1980; 1982). No caso das rochas de grau forte isto se torna mais difícil pelo excessivo mascaramento de estruturas mais antigas e pela irregularidade em estilo e orientação das estruturas (Jardim de Sá e Hackspacher, 1982). A única maneira de se fazer análise estrutural nessas áreas é reunindo o máximo de dados através de mapeamentos detalhados.

Finalizando esta lista dos problemas, que não pretende de forma alguma ser completa, surge a importante questão a cerca da idade de sedimentação e metamorfismo, ou metamorfismos, já que as evidências indicam

dois eventos deste tipo. Esta questão, dado à ausência de fósseis, pode ser atacada apenas por datação radiométrica. Contudo, aqui também é essencial um mapa com unidades bem definidas na sua relação mútua, de modo a permitir uma interpretação correta das datações.

METODOLOGIAS

Resulta da discussão dos problemas que a maioria deles tem melhores chances de ser solucionado através de mapeamentos detalhados, acompanhados de análises estruturais, e datações.

O primeiro estudo sistemático da região foi realizado por Ebert nas décadas de 50 e 60, com uma metodologia baseada em trabalhos de campo intensivos paralelamente a importantes estudos petrográficos, apoiados por algumas análises de laboratório. É um trabalho extenso, que até hoje define as linhas mestras da geologia da região. Em geral o trabalho de Ebert se baseia em muitos dados objetivos, tais como descrições de afloramentos e lâminas delgadas, que sem dúvida constituem os tijolos de qualquer "edifício de conhecimento geológico". Além disto esses trabalhos possuem a vantagem da unidade de critério, desde que todos os afloramentos são descritos pela mesma pessoa e as descrições de lâminas são sempre coerentes com as observações de campo.

No final da década de 70 foram concluídos vários projetos com mapas em escala 1:250.000 na região (Seixas e Silva, 1976; Cavalcante et al., 1979), concebidos pelo DNPM e executados pela CPRM. Além disso o DNPM publicou a folha Rio de Janeiro ao milionésimo (Fonseca et al., 1978) cobrindo o sul de Minas Gerais. Ainda nesta mesma época foi elaborado um outro mapa ao milionésimo pelo Projeto RADAM, inédito até a presente data, do qual um esboço foi apresentado por Ribeiro (1984).

A metodologia destes projetos tem se baseado na compilação de trabalhos anteriores, na fotointerpretação, com controle de campo evidentemente limitado, considerando as vastas regiões estudadas nos poucos mapas disponíveis para a execução dos projetos, em estudos petrográficos realizados geralmente por equipes que não participaram dos trabalhos de campo, e datações radiométricas.

As unidades de mapeamento do Pré-Cambriano utilizadas nesses projetos são em grande parte associações, complexos e unidades, sem relação estratigráfica definida. Admitimos que os conceitos de unidades de mapeamento constituem um problema delicado, e que em determinadas regiões com um baixo nível de afloramentos e/ou de conhecimento geológico, o uso das unidades litoestratigráficas como formações e grupos seja problemático. Contudo, devemos considerar que no sul de Minas Gerais tais unidades já começaram a ser definidas nos trabalhos de Ebert, e que a densidade de afloramentos é em geral suficiente para melhorar e estender o esquema de Ebert. O problema dos complexos e associações, que não têm nenhuma conotação estratigráfica, é que eles podem agrupar rochas sem significado geológico ou separar um conjunto de metassedimentos em diferentes complexos dificultando desnecessariamente a interpretação. Por exemplo, no projeto Sapucaí, folha Varginha (Cavalcanti et al., 1979) vários grupos e formações definidos por Ebert foram rebatizados sem necessidade como complexos e unidades, como o Complexo São João del Rei, Complexo Andrelândia, Unidade Rio Elvas, etc. A Associação Barbacena inclui rochas supracrustais dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, e também rochas do embasamento, como os complexos Campos Gerais e Amparo. Por outro lado, as rochas do Complexo Lavras, que formam a continuidade do Complexo Campos Gerais, são agrupadas em outra associação (Associação B₁). Não estamos sugerindo que a estratigrafia de Ebert devesse ser usada sem qualquer modificação, pois esta tem sem dúvida as suas imperfeições. Entretanto, o que resultou desses projetos é ao nosso ver um retrocesso e não um avanço no entendimento das interrelações dos conjuntos litológicos daquela região. Acreditamos que não seja coincidência o fato da grande maioria dos contatos entre as unidades destacadas no mapa ser de falha, já que unidades não estratigráficas na sua concepção filosófica são mais facilmente separadas de outras por falhas. Porém estes extensos falhamentos, resultantes em grande parte de fotointerpreta

ção, com rejeitos tão grandes que separam complexos totalmente distintos, nem sempre correspondem à realidade. Na folha Barbacena e em parte da folha Varginha, em áreas por nós mapeadas em detalhe, muitas falhas não foram verificadas.

Wernick e Artur (1983) e Artur e Wernick (1984) lançaram a i déia de se distinguir no mapa associações originais de associações de retrabalhamento e de adição. Estamos de acordo que é interessante reunir num mapa geológico o máximo de informação, inclusive os dados de deformação e metamorfismo que contituem essencialmente o retrabalhamento. Porém se estas modificações são usadas para definir novas unidades de mapeamento o mapa tende a ficar confuso. Seria equivalente a mapear o Bambuí não deformado em outra cor que o Bambuí deformado e metamórfico. Ou atribuir um nome ao embasamento hercíniano dos Alpes onde este foi afetado pela Orogenia Alpina e outro onde isto não aconteceu. Nos parece que o retrabalhamento pode ser indicado através de símbolos adicionados à cor que indica a unidade litológica original. Somos contudo da opinião que ainda falta muito mapeamento detalhado para se entender melhor as interrelações entre os conjuntos litológicos do SW de Minas Gerais, citando como exemplo o Complexo Varginha, destacado no mapa de Artur e Wernick (1984) co associação de retrabalhamento do Pré-Cambrano Superior. A porção de ste complexo que aflora a leste de Varginha foi por nós estudada em detalhe, correspondendo rigorosamente ao Grupo Andrelândia, tanto do ponto de vista litológico como estrutural ou metamórfico.

Um ponto importante a considerar neste contexto é a fotointerpretação. É evidente que a fotointerpretação é uma arma poderosa no mapeamento em várias escalas. Contudo, o significado geológico de lineamentos visíveis em fotos deve ser avaliado no campo, e muitos lineamentos refletem apenas fraturas sem relação aos contatos geológicos em mapa.

O principal problema em mapeamentos de escala reduzida é que estes compilam muito bem um determinado estágio de conhecimento, mas di ficilmente resolvem os problemas de base, como foi verificado no item Problemas. E as interpretações geológicas afetando grandes regiões sem elementos básicos confiáveis correm o risco de necessitarem ser refeitos com frequência, assim como um edifício sem alicerce bem feito precisa to da hora de reparos.

O ideal, a nosso ver, para estudar uma região é mapear em di ferentes escalas, para ao mesmo tempo se obter uma idéia do conjunto e dos detalhes. A equipe de trabalho deve ser homogênea e capaz de elaborar paralelamente análises estruturais e petrográficas, desde que a motivação para entender os problemas está com a equipe de campo. Mapear neste sentido não significa apenas completar um determinado número de pontos de observação, mas entender as estruturas, seguindo contatos e estudando relações estratigráficas, como por exemplo para estabelecer se uma litologia ocorre interestratificada em outra, sobreposta ou sotoposta, em discordância, intrusiva ou sendo intrudida, etc.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de, e HASUI, Y. - 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil - São Paulo, Blücher Ltda. 378 p.
- ARTUR, A.C. e WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro (RJ), VII: 3.081-3.090.
- CAVALCANTE, J.C. et alii - 1979 - Projeto Sapucaí. Ser. Geol. Bas.2.299 pp., Div. Geol. Min. Dep. Naci. Prod.Min. mapas Brasília.
- EBERT, H. - 1956 - Relatório de atividades. In: Relatório anual do Diretor da Div. Geol. Min., ano 1955, p. 62-81. Dep. Nac. Prod. Min. RiO de Janeiro.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências de Fácies Granulítica no Sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em Dependência da Estrutura Orogênica: Hí póteses sobre sua Origem. An. Acad. Bras. Ciênc., 40 (Supl.): 215-229. Rio de Janeiro.

- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. Esp., 1:177-178, Soc. Bras. Geol. São Paulo.
- FONSECA, M.J.G. et alii - 1978 - Folhas Rio de Janeiro/Vitória/Iguape, SF 23/SF 24/SG 23. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Dep.Nac. Prod. Min. Brasília.
- JARDIM DE SÁ, E.F., e HACKSPACHER, P.C. - 1982 - Revisão sobre análise estrutural, Parte 1: Conceituação Básica e Métodos. Ciências da Terra 5: 24.36.
- KARFUNKEL, J e NOCE, C.M. - 1983 - Desenvolvimento Faciológico do Pré-Cambriano Superior da Região de Carandaí - São João del Rei, Minas Gerais. Bol. n° 3, Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte.
- RIBEIRO, M.W. - 1984 - Evolução Pré-Cambriana da Região Sudeste do Brasil. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro (RJ) VII: 3133-3142.
- SEIXAS, S.R.M. e SILVA, J.N. - 1976 - Projeto Mantiqueira-Furnas, Rel. Final, Conv. DNPM/CPRM. Rio de Janeiro (inédito).
- TROUW, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. II Simp. de Geol. de Minas Gerais - Geologia do Pré-Cambriano, SBG., Núcleo Minas Gerais, Vol. 3: 469-478.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma Área a SE de Lavras, MG. Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú, SC. vol. 5: 2273-2784.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., CHRISPIM, S.J. e DAYAN, H. - 1982 - Análise de Deformação numa Área a SE de Lavras, MG. Anais do XXXII Congr. Bras. Geol, Salvador, BA, vol. 1: 187-198.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P. e HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxã e Canastra. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, 7: 2337-3240.
- VALERIANO, C. de M. - 1985 - Geologia Estrutural e Estratigrafia do Grupo São João del Rei na Região de São João del Rei, MG. Tese de Mestrado (não publicada), IG-UFRJ. Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução Policíclica de Terrenos Arqueanos no Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais. Anais do II Simp. Geol. de Minas Gerais, SBG-Núcleo de Minas Gerais, Bol.3: 50-63.

SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL: GEOLOGIA DOS TERRENOS ARQUEANOS E PROTEZOÍCOS

Antônio Celso C. Fogaça

IGC - UFMG

"Life nowadays consists of adventures among generalizations"

(H.G. Wells, in "The Research Magnificent")

1 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

Decorridos quase dois séculos após as expedições pioneiras custodiadas pelo Império, a Serra do Espinhaço Meridional evidencia ainda áreas geologicamente pouco pesquisadas e problemas largamente controversos ou carentes de definições(*)

A primeira publicação mais elaborada sobre a geologia da cordilheira foi apresentada por Derby (1906). Historicamente, no entanto, as referências geológicas iniciais - e o próprio termo "Serra do Espinhaço" - são devidas ao Barão de Eschwege (1822, 1832, 1833).

Do início do século XX até a década de 60 as pesquisas foram esparsas e restringiram-se principalmente à descrições de lavras ou investigação da gênese do diamante, minerado na região de Diamantina desde 1714. Deve-se reconhecer, contudo, que foi neste período que surgiram as primeiras propostas estratigráficas para as seqüências do Espinhaço - todas elas apoiadas no conhecimento mais aprofundado que existia sobre as rochas do Quadrilátero Ferrífero (Q.F.). Os autores que mais se destacaram neste sentido foram: DERBY (op. cit.), HARDER & CHAMBERLAIN (1915), DRAPER (1920), MORAES (1929, 1932, 1937), MORAES & GUIMARÃES (1929, 1930, 1931), FREIBERG (1932) e BARBOSA (1949, 1954).

Visando em parte esclarecer as diversas inconsistências estratigráficas contidas nos trabalhos precedentes, foi iniciado por volta de 1960, um amplo programa de mapeamentos sistemáticos na parte meridional da cordilheira (escalas de 1:250.000 e 1:100.000) pela equipe do Prof. R. PFLUG (R.F.A.). Desta nova fase o destaque ficou por conta da correlação entre as seqüências do Espinhaço e o Q.F., com base no esquema de transição faciológica entre o Itabirito Cauê e os quartzitos ferruginosos e metaconglomerados Sopa-Brumadinho (PFLUG, 1965) e da subdivisão estratigráfica dos metassedimentos então designadas de Facies Diamantina (PFLUG, 1968). Ao término da etapa, o acervo de dados regionais havia sido grandemente ampliado através de excelentes teses de doutoramento (p. ex., RINGER, 1969; FRANK, 1971; EBERLE, 1972; GORLT, 1972; SCHOLL, 1972; ENGESSER, 1974; HETTICH, 1975; WALDE, 1976) e de inúmeras publicações científicas (PFLUG, 1963, 1965, 1968; PFLUG, SCHOBENHAUS & RINGER, 1969; PFLUG & RINGER, 1973; PFLUG & SCHOLL, 1974, 1975; etc).

Recentemente, a necessidade de se obter respostas mais concretas sobre problemas estratigráficos e tópicos paleo-ambientais, petrológicos, estruturais e metalogenéticos, propiciou uma terceira etapa de pesquisas no Espinhaço (escala de 1:25.000). Ainda em pleno andamento, esta fase já ensejou a elaboração de importantes teses e trabalhos de mapeamento geológico (p.ex., HOPPE, 1978; PATERNOSTER, 1979;

(*) - Referências bibliográficas dos autores citados neste trabalho podem ser encontradas em PFLUG (1965), SCHOLL & FOGAÇA (1979), PFLUG, HOPPE & BRICHTA (1980), FOGAÇA & SCHOLL (1984), DOSSIN et al. (1984) e FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SHORSCHER (1984).

HOFFMANN, 1980; SCHOLL & FOGAÇA, 1981; ASSIS, 1982; UHLEIN, 1982; FREITAS e FARIAS, 1982; DOSSIN, 1983; etc.) e a publicação de um grande número de trabalhos (SCHOLL & FOGAÇA, 1979, 1980; SCHOLL, 1980; SCHOLL & TURINSKY, 1980; PFLUG, HOPPE & BRICHTA, 1980; TORQUATO & FOGAÇA, 1981; HOFFMANN, 1981, 1983; HOFFMANN & HOPPE, 1982; ALVARENGA, 1982; FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, 1982; ALMEIDA ABREU & MUNHOZ, 1983; DOSSIN & DARDENNE, 1984; UHLEIN, 1984; KNAUER, 1984; FOGAÇA & SCHOLL, 1984; FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER, 1984).

Do conjunto destes trabalhos mais recentes, deve-se mencionar a proposta de SCHOLL & FOGAÇA (1979) referente a uma divisão estratigráfica regional mais detalhada, a qual foi em parte reformulada e ampliada por FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER (1984). Bastante se avançou também no conhecimento das rochas graníticas do embasamento, da sequência vulcano-sedimentar arqueana e dos ambientes deposicionais das unidades quartzíticas Espinhaço, especialmente no que diz respeito à gênese dos metaconglomerados e quartzitos de Form. Sopa-Brumadinho.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - SEQUÊNCIA INFRACRUSTAL (EMBASAMENTO CRISTALINO)

As rochas mais antigas conhecidas na Serra do Espinhaço podem ser bem individualizadas na sua porção mediana e nos seus limites orientais. Ainda não inteiramente cartografada, as áreas mais bem estudadas desta unidade geotectônica estendem-se de Gouveia a Congonhas do Norte, num anticlinório desnudado de direção N-S ("Anticlinal de Gouveia"). A evolução dos conhecimentos sobre estas rochas, inicialmente conhecidas como "Granito de Gouveia" (DERBY, 1906) ou incluídas na "Serie Pré-Minas" de PFLUG (1965), acha-se sintetizada em SCHOLL & FOGAÇA (1979, 1981). Para esta unidade estes últimos autores adotaram a designação de "Supergrupo Pré-Rio das Velhas", denominação esta abolida por FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER (1984) em função das reformulações estratigráficas mais recentes.

A maior parte dos constituintes "originais" do Embasamento são as rochas graníticas *sensu lato* (s.l.). Quantitativamente predominam os granodioritos e monzonitos sobre tonalitos e trondjemitos (HOFFMANN, 1981). Como constituintes raros ocorrem corpos de anfibolito (composição máfica e ? ultramáfica) provavelmente derivados de níveis sub-crustais no manto e posteriormente intrudidos na crosta arqueana como diques ou intrusivas menores. Essas rochas em parte se associam a gnaisses metatéticos ou migmatitos anatéticos; isto é, originalmente rochas metamórficas de alto grau. Entre os gnaisses (mais incomuns) predominam os tipos leucocráticos homogêneos (oftalmíticos), ao passo que ampla heterogeneidade é detectada nos migmatitos (estruturas nebulítica, pitgmática, estromatítica, *schlieren*, etc). HOFFMANN (1981, 1983) tentou separar essas rochas em duas categorias, sugerindo que os migmatitos e gnaisses de aspecto granulítico (Gr. Congonhas) constituem os relictos de um embasamento mais antigo, subsequentemente intrudido por granitos, granitóides e tonalitos (Gr. Gouveia) nos níveis crustais mais superiores.

Nas rochas graníticas s.l. de granulação grosseira destacam-se os blastos idiomórficos de K-feldspato (até 5-7cm comp.), orientados segundo uma fraca textura gnáissica (dominantemente NE-SW na região de Gouveia), que mostra elementos discordantes com relação às direções das superfícies penetrativas reconhecidas nas rochas supracrustais, configurando um inventário estrutural mais antigo que estas últimas. Superimpostas a essas prováveis estruturas originais, constata-se o aparecimento de zonas milonitizadas associadas a falhamentos de empurrão ou inversos, sobretudo ao longo dos contatos com os xistos supracrustais. Nessas faixas cataclásadas, que podem atingir 200-300m de largura, são distinguidos vários produtos derivados das rochas graníticas s.l. (protomilonitos, milonitos, ultramilonitos, blastomilonitos e filonitos). Entre os constituintes principais das rochas do embasamento encontram-se microclina com lamelas de exsolução perfitica, plagioclásio (oligoclásio, andesina) sericitizado e quartzo. Subordinadamente ocorrem (até 15% no total) muscovita e sericita secundária, biotita, anfibólio (hornblenda e/ou actinolita) e muito raramente granada; entre os acessórios aparecem turmalina, epidoto, calcita, zircão, esfeno, apatita, magnetita e pirita.

Do ponto de vista genético, as análises petrográficas e geoquímicas (HOFFMANN, 1981, 1983) apontam para uma afiliação do tipo S (paragenética), com base em: natureza peraluminosa, com uma relação alumina/álcalis >1,1; razão Na₂O/K₂O comumente <1 (trondjemitos e tonalitos são exceções notáveis); ausência de *trends* de diferenciação; alta % de zircões sub-arredondados (detríticos). No en-

tender de SCHORSCHER (1982), rochas com $Na_2O/K_2O \leq 1$ são indicativas de que processos metamórficos "secundários" de K-feldspatização agiram e modificaram sua composição "original", contrariamente à interpretação de HOFFMANN (1983) de que os megacrístais de K-feldspato sejam resultantes da cristalização primária do magma.

As condições de P/T da solidificação das rochas graníticas s.l., através dos indicadores muscovita e K-feldspato "primários", permitem situá-las a pressões de 3,5-4Kb e temperaturas de 660-680°C (HOFFMANN, 1981). Todas estas rochas sofreram reajustes metamórficos mais jovens, geralmente num pequeno intervalo nas condições de P/T dentro da facies xisto verde. Esses reajustes são detectados através da saussuritização e sericitização (total ou parcial) dos plagioclásios, neoformação da albita, sagenitização e cloritização das biotitas, intercrescimento de actinolita e cloritização dos anfibólios, cristalização de epidoto sobretudo em fraturas de cisalhamento, e recristalização poligonal do quartzo.

Com relação às datações radiométricas (ainda muito escassas), admite-se uma idade mínima de 2,8 b.a. (isócrona Rb/Sr em Rocha total e $R_0 = 0,706$) para as rochas graníticas de Gouveia (BRITO NEVES et al., 1979). Esta idade deve corresponder ao tempo de estabilização do embasamento primitivo na região, tendo havido durante os eventos tectonomagmáticos posteriores (p. ex. Ciclos Transamazônico e Minas/Espinhaço) apenas rejuvenescimento isotópico (FOGAÇA & SCHOLL, 1984).

2.2 - A SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR PRE-ESPINHAÇO: SUPERGRUPO RIO PARAÚNA

O Supergrupo Rio Paraúna forma, juntamente com as rochas do Embasamento cristalino, a infraestrutura da Sequência Espinhaço. Suas maiores áreas de exposição — sob a forma de faixas deprimidas que margeiam ou acham-se tectonicamente embutidas no substrato granítico s.l. — situam-se na região mediana-central da Serra. Embora reconhecida desde os trabalhos pioneiros de DERBY (1906), esta sequência só foi formalmente caracterizada muito recentemente por SCHOLL E FOGAÇA (1979), que a despeito da inexistência de ligações físicas e, com base em algumas características litológicas e estruturais, correlacionaram-na ao Supergrupo Rio das Velhas do Q.F., adotando inclusive subdivisões estratigráficas similares às propostas por DORR et al. (1957). A revisão de nomenclatura e detalhamento atuais foram trazidos por FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER (1984).

Suas associações litológicas, divididas em dois grupos distintos, refletem um desenvolvimento de natureza vulcano-sedimentar compatível com os tempos arqueanos. O Grupo Pedro Pereira, inferior, com distribuição isolada e esporádica, é constituído pelas unidades "ultramáfica/máfica" e "vulcano-sedimentar". Na primeira predominam os xistos verdes de composição s.l. basáltica (contendo anfibólios (\pm actinolita), epidoto, albita, biotita, clorita e sericita) sobre metaultramáficas sem preservação de estruturas, textura ou mineralogia primárias, mas com quimismo de rochas magnesianas de possível afiliação komateftica (CARVALHO, 1982). Para esta unidade inferior visualiza-se origem principalmente efusiva e vulcanoclástica, de magma tismo inicialmente peridotítico e subsequentemente s.l. basáltico (em parte toleítico, cf. HOFFMANN, 1981), nos estágios precoces da evolução do ambiente vulcano-sedimentar (FOGAÇA, ALMEIDA ABREU & SCHORSCHER, op. cit.). A "unidade vulcano-sedimentar", aparentemente pouco expressiva na Serra, mas importante por conter ocorrências auríferas, congrega xistos variados (em parte derivados de vulcânicas máficas a félsicas) intimamente associados a metassedimentos de origem química (f. ferrífera bandada com teores baixos em Fe e subordinadamente metachert).

O Grupo Costa Sena constitui a unidade mais jovem do cinturão arqueano, sendo predominantemente epiclástico e com contribuição muito reduzida de vulcânicas máficas a félsicas e formação ferrífera. A associação litológica principal (Fm. Barão do Guaiçuf) é caracterizada por um espesso pacote (atê 600m) de sericita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos, cianita-muscovita xistos, hematita-quartzo-muscovita xistos e quartzo xistos com gradações para quartzitos (micácios e/ou ferruginosos). Alguns destes xistos são tipicamente róseos (? tufos riolíticos ou riolíticos) sugerindo uma % possivelmente mais elevada em Ti (cf. HOPPE, 1978). A porção mais superior do pacote (Fm. Bandeirinha) é essencialmente constituída por quartzitos finos a médios (geralmente róseos), com diversos horizontes de metaconglomerado polimítico, e com estratos cruzados de baixo ângulo e grande porte.

Regionalmente, o cinturão Rio Paraúna evidencia zonas de deformação complexa de direção NW-SE, sob regime dominante de tectônica compressiva horizontal. Destacam-se as dobras do tipo isoclinal e assimétricas invertidas, seguidamente afetas das por falhamentos reversos projetados para W, com efeitos de cisalhamento (?ductil)

também impressos nos granitos *s.l.* infracrustais, e com reativações durante o Evento Espinhaço. Seu metamorfismo, pouco caracterizado, revela condições de P/T na facies xisto verde média, localmente com caráter de P intermediária (com cianita) nas faixas mais tectonizadas.

A idade arqueana atribuída ao S.Gr. Rio Paraúna fundamenta-se nas estreitas relações lito-estruturais com as rochas graníticas *s.l.* mais antigas (mesmo que em parte justapostas a contatos tectônicos), e apontam para um ambiente típico dos terrenos *granite-greenstone*. Sua continuidade para SSE em direção ao Q.F. parece evidente, embora, diferentemente das rochas Rio das Velhas, este cinturão deva se constituir na porção mais "terminal" dos centros de vulcanismo, resultando na consti-tuição ora assinalada.

No bordo ocidental da Serra do Espinhaço, UHLEIN (1982) e ASSIS (1982) caracterizaram uma sequência vulcano-sedimentar (então denominada "Unidade Vulcano-Sedimentar do Serro") que pode conter algumas analogias com o Rio Paraúna. Considerando-se, no entanto, as descontinuidades físicas, aqueles autores preferiram correlacioná-la ao Grupo Nova Lima do Q.F., tendo igualmente sugerido uma evolução tipo *greenstone belt* para suas rochas. Uma grande parte dos maciços ultramáficos (cromitíferos) contidos na sequência, contudo, já fora considerada como do tipo alpino por RENGGER (1972). Este enfoque ainda não deve ser desconsiderado nos estudos de detalhe futuros, pois servirá para definitivamente testar a atraente idéia de terem sido fragmentos ofiolíticos transportados para zonas de consumo litosférico (cf. FOGAÇA, 1976) e tectonicamente posicionados nas sequências arqueanas e/ou proterozóicas da região, mediante processos de obdução.

2.3 - SUPERGRUPO ESPINHAÇO

A configuração maior da Cordilheira do Espinhaço, que se estende por mais de 2.000km (larg. máxima de 150km) do Q.F. ao Estado da Bahia segundo a direção N-S, deve-se à sua constituição eminentemente quartzítica. A impressionante massa de metassedimentos sobretudo clásticos é melhor conhecida geologicamente na sua porção meridional, mais especificamente entre os paralelos de 18° e 18°30'. A denominação de Supergrupo Espinhaço (SCHOLL & FOGAÇA, 1979) levou ao abandono o antigo nome de "Série Minas" (PFLUG, 1965), ainda que não se encontrem solucionados os problemas de correlação estratigráfica com as rochas do Q.F.

A subdivisão principal do S.Gr. Espinhaço deve-se a PFLUG (1968), que reconheceu na região de Diamantina oito formações, das quais as duas mais inferiores foram detalhadas por SCHOLL & FOGAÇA (op. cit.). A reunião definitiva destas formações em grupos distintos só deverá ser efetivada na medida em que houver um avanço real na interpretação de seus respectivos paleo-ambientes. Da base para o topo, são as seguintes:

(a) - *São João da Chapada* - Quando presente, recobre diretamente o embasamento granítico *s.l.* ou os xistos Rio Paraúna mediante contatos discordantes angulares e erosivos. Localmente é encontrado um nível basal de quartzitos com lentes de metabrecha conglomerática (Nível A), a seguir recoberto por um horizonte descontínuo de rochas de natureza vulcânica (filitos hematíticos e xistos verdes) de expressão regional (Nível B) e por um espesso pacote de quartzitos finos a médios com abundantes estratificações cruzadas de porte médio (Nível C). Para os filitos hematíticos advoga-se um magma original de caráter ultrabásico a básico, com predominância de magnetita, ilmenita ou titanomagnetita e feldspato potássico, e talvez com grande quantidade de massa vítrea (detalhes em SCHOLL & FOGAÇA, 1981). Para a deposição dos quartzitos do Nível C, interpreta-se um ambiente marinho costeiro (SCHOLL, 1980).

(b) - *Sopa-Brumadinho* - Do ponto de vista econômico, é a principal unidade do Espinhaço, pelo fato de conter lentes de metaconglomerados diamantíferos. A base da formação compreende um conjunto de filitos e quartzitos finos com estruturas sedimentares de parte reduzido (Nível D). Segue-se uma associação com arranjo extremamente heterogêneo de quartzitos (puros, micácios e ferruginosos) e filitos, com diversos níveis lenticulares de metaconglomerados mono e polimíticos (Nível E). Esta associação, por sua vez, é recoberta localmente por um horizonte pouco espesso de clásticos finos (metassiltitos e metargilitos com lentes de metabrecha), caracterizado por abundantes estruturas sedimentares provavelmente geradas em ambiente de planícies de marés (Membro Campo Sampaio, de FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, 1982). No âmbito dos estudos paleo-ambientais da Fm. Sopa-Brumadinho, os mais generalizados e difundidos referem-se ao Nível E. Restam poucas dúvidas (vide discussão em FOGAÇA, MARTINS NETO & COSTA, 1985, este simpósio) sobre a deposição de suas rochas quartzíticas e

conglomeráticas numa borda de margem continental, em ambiente marinho raso de elevada energia, sob influência de correntes fluviais.

(c) - *Galho do Miguel* - Constitui a unidade mais espessa do Espinhaço (500 a 2.000m), sendo composta essencialmente de quartzitos puros de granulometria fina, num arranjo de bancos métricos lateralmente contínuos e com estratificações cruzadas gigantescas (10-20m de altura e extensões de até 200m) e marcas de ondas. As características litológicas extremamente uniformes (granulação fina e alta maturidade), aliadas aos enormes estratos cruzados indicam uma deposição em plataforma marinha mais profunda, sob influência pronunciada de mares.

(d) - *Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande* - Filitos e metassiltitos em arranjos diversificados e quartzitos geralmente finos/médios e micácios caracterizam, em sucessão respectivamente alternada e mediante contatos gradacionais, o restante das formações Espinhaço. Via de regra predominam as estruturas sedimentares geradas sob condições de baixa energia (intertidal), em ambiente marinho preferencialmente raso (à exceção possível das Fm. Santa Rita e Córrego dos Borges). A proposta de se desmembrar a Fm. Rio Pardo Grande do S.Gr. Espinhaço para ser incorporada ao S.Gr. São Francisco, defendida por TORQUATO & FOGAÇA (1981), não mais encontra respaldo geológico concreto. Em contraste ao caráter eminentemente clástico das unidades Espinhaço, esta última formação - depositada em plataforma marinha rasa (restrita) - contém inúmeras lentes de rochas carbonáticas no seu topo, culminando localmente (região de Conselheiro Mata e Rodeador) com o desenvolvimento expressivo de um horizonte essencialmente dolomítico, contendo estromatólitos dos tipos *Conophyton* e *Jacutophyton* (SCHOLL & FOGAÇA, 1980). Componentes destas últimas litologias são encontradas nos quartzitos conglomeráticos basais do Gr. Macaúbas, denunciando um importante hiato erosivo na evolução marginal oeste da cordilheira.

Um dos grandes temas da geologia do Espinhaço refere-se à idéia original de PFLUG (1965) de correlacionar a sua porção basal, mais precisamente a Fm. Sopa-Brumadinho, com as unidades do Gr. Itabira (itabiritos da Fm. Cauê). Seu esquema básico de "transição faciológica" entre estas sequências apoia-se na redução de % de clásticos para S (arredores de Itapoanacanga) à medida que aumentam os teores em precipitados químicos e sedimentos argilosos em direção ao Q.F.; ou seja, os metaconglomerados tipo "Sopa" tornam-se cada vez mais ricos em seixos de itabirito e empobrecidos em seixos de quartzito ferruginoso e verifica-se um aumento na espessura dos itabiritos. Uma variação similar também é considerada de W para E, em função do aumento da profundidade da "bacia Minas/Espinhaço". Corroborando ainda esta idéia, PFLUG, HOPPE & BRICHTA (1980) assinalam a presença de vulcanitos e sedimentos (filitos hematíticos, xistos verdes e efusivas ácidas) acima e abaixo das formações ferríferas, numa posição semelhante aos horizontes de vulcânicas encontradas continuamente em direção a N (até a região de Diamantina) e associadas aos quartzitos e metaconglomerados das porções inferiores do S.Gr. Espinhaço.

Esta idéia de PFLUG ainda permanece em aberto. ASSIS & MARINI (1983) debruçaram-se sobre o tema e através de vários parâmetros (sedimentológicos, estruturais e magmáticos) tentaram refutar aquela proposta. A despeito da estruturação efetivamente complexa das rochas proterozóicas na região (complicadora da interpretação paleoambiental e faciológica), permanecem na nova proposta pontos obscuros ou mal explorados, que contrariam uma definição cabal da controvérsia (p. ex., natureza dos seixos nos metaconglomerados da Fm. Moeda; horizontes de filito hematítico na Fm. Batalal; níveis de brechas sinsedimentares de quartzito ferruginoso bandado rico em hematita na Fm. Sopa-Brumadinho, etc.). Efetivamente faltam ainda estudos de maior detalhe na região que vai de Itapoanacanga até os bordos N e E do Q.F. Nestes locais afloram unidades quartzíticas e metaconglomeráticas similares às da Fm. Brumadinho e talvez (P.A. ALMEIDA ABREU, com. verbal) às da Fm. Galho do Miguel. Dentro deste enfoque, SCHORSCHER (1982) considerou os quartzitos das Serras do Cambotas e do Caraça como faixas relicticas do S.Gr. Espinhaço no Q.F.

Em função dos aspectos abordados acima, torna-se problemático precisar as idades do Espinhaço. LADEIRA (1980) considera-o mais antigo que o S.Gr. Minas e PFLUG et al. (op. cit.) o situam no Proterozóico Inferior (idéia também aceita por SCHOLL, 1980; FOGAÇA & ALMEIDA ABREU, 1982; entre outros). Diversos outros trabalhos atribuem ao Espinhaço uma idade proterozóica média (p. ex., ASSIS, 1982; UHLEIN, 1982; CARVALHO, 1982; DOSSIN & DARDENNE, 1984, etc.) em virtude de o considerarem mais novo que o Minas. Idades ainda mais jovens, correspondentes aos eventos tectono-metamórficos do Uruaguano (1,3 - 1,1 b.a) são admitidas por ALMEIDA et al. (1976). Finalmente, cabe ressaltar as datações U/Pb em zircões de efusivas (meta-

riolitos) encontradas nos horizontes inferiores da Sequência Espinhaço, que forneceram idades (de cristalização) de 1.770 m.a (BRITO NEVES et al., 1979).

Estruturalmente, o S.Gr. Espinhaço pode evidenciar contatos tectônicos com as demais rochas metamórficas pré-cambrianas, seja nas suas porções centrais, seja ao longo de seus limites orientais ou ocidentais. Esses contatos são caracterizados por falhas de empurrão ou inversas de ângulos variados, com direções dominantes N-S e projetadas para W, às quais podem se associar dobramentos isoclinais ou assimétricos invertidos (verificáveis sobretudo em escala de afloramento). O padrão principal dos dobramentos, entretanto, acha-se configurado mediante uma sucessão de dobras assimétricas abertas, com eixos N-S e nítida vergência para W. Todos esses elementos devem corresponder à uma fase principal (D₁) de compressão do Espinhaço.

A uma segunda fase (cf. KNAUER, 1984) podem estar relacionadas as microdobras que obedecem a direções que vão de N30E/10NE (ou SW) até quase a direção E-W (SCHOLL e FOGAÇA, 1981). A esta segunda fase também pode ser atribuída o redobramento dos eixos N-S segundo a direção E-W, embora não se possa descartar a possibilidade de que seja resultante de uma deformação ligada ao forte sistema de falhamentos E-W. Uma proposta diferente foi trazida por UHLEIN (1984) para uma pequena área próxima à Datas, onde foram caracterizadas três fases de deformação: D₁, minidobras isoclinais recumbentes de eixo E-W; D₂, dobras regionais de eixos N-S e falhamentos inversos; e D₃, duplo caimento dos eixos N-S.

Com relação aos falhamentos inversos, detectados sobretudo nas porções mais basais do Espinhaço em contatos com as unidades mais antigas, a possibilidade de terem se originado no Brasiliano (cf. admitido por DOSSIN, UHLEIN & DOSSIN, 1984, entre outros) remete-nos a um quadro de evolução estrutural do Espinhaço bastante implausível. Considere-se, a este respeito, que à essas zonas de maior compressão tectônica se associam rochas de um grau metamórfico algo mais elevado (desenvolvimento local da cianita) e dobras isoclinais ou assimétricas invertidas, sendo ainda seccionadas por falhas de gravidade E-W e de cisalhamento NE-SW e NW-SE que são preenchidas por corpos diabásicos/dioríticos tardi-tectônicos sem nenhuma evidência de cataclase N-S, e de idades (cf. BRITO NEVES et al., 1979) próximas a 1,3-1,0 b.a. A maior probabilidade, bastante concreta, é que tenham sido em parte reativadas durante o Brasiliano, o que poderia inclusive explicar o escamamento nos limites ocidentais da Serra, onde tectonicamente o Espinhaço superpõe-se aos Grupos Macaúbas e Bambuí.

Os conceitos sobre a evolução geotectônica do S.Gr. Espinhaço, inicialmente apoiados no esquema geossinclinal de PFLUG (1965 - confirmando a proposição do miogeossinclinal Espinhaço de BARBOSA, 1954), foram mais recentemente modificados por PFLUG, HOPPE & BRICHTA (1980), que consideram uma fase de rifteamento inicial no substrato arqueano para o estabelecimento da Bacia Espinhaço (esquema reforçado pelo aparecimento dos diques de "arenito" que cruzam o embasamento sob os quartzitos e pela manifestação vulcânica sin-sedimentar na fase precoce da evolução da bacia). TORQUATO & FOGAÇA (1981) defendem um esquema semelhante, embora julguem que o Espinhaço tenha se desenvolvido numa bacia intracratônica com evolução caracterizada pelos estágios *pré-riфт*, *riфт*, *pós-riфт* e de mar aberto, seguidos de dobramentos dirigidos para W e resultando num arcabouço geotectônico similar ao do tipo *block faulting*.

Regionalmente, o metamorfismo do Espinhaço situa-se na facies xisto verde de baixo a médio grau. Para as rochas de Gouveia-Diamantina, FOGAÇA & SCHOLL (1984) admitem condições de P/T da ordem de 4-5 Kbar e 440-450°C, enquanto que as litologias situadas mais a leste da Serra (região do Serro-Conceição M. Dentro - N do Q.F.) parecem ter alcançado condições de P/T de grau elevado na facies xisto verde (SCHORSCHER, 1982).

AGRADECIMENTOS

Aos Profs. E.A. LADEIRA e A.C. PEDROSA SOARES pelo incentivo à execução deste "resumo"; aos colegas do Eschwege, especialmente aos Profs. L.G. Knauer e P.A. ALMEIDA ABREU, pelas discussões recentes sobre os problemas geológicos do Espinhaço; ao Sr. J.A.S. BESSA pela datilografia em horas adiantadas da noite; a todos, meus agradecimentos sinceros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSIS, L.C. & MARINI, O.J. (1983) - "Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas". Anais II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, Bol. 3: 361-375.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASCHITA, K.; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. (1979) - "A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração". Rev. Bras. Geoc., 9(1): 71-85.
- DOSSIN, I.A.; UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M. (1984) - "Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional". XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio Janeiro, Anais, 3.118-3.132.
- FOGAÇA, A.C.C., ALMEIDA ABREU, P.A., & SCHORSCHER, H.D. (1984) - "Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais" XXXIII Congr. Bras. Geol. Rio Janeiro, Anais. 2.652-2.667.
- FOGAÇA, A.C.C. & SCHOLL, W.U. (1984) - "Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia-MG". XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio Janeiro, Anais, 2.638-2.651.
- KNAUER, L.G. (1984) . "A geologia da área do Ribeirão do Inferno, Diamantina, Minas Gerais". XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio Janeiro, Anais, 1.249-1.261.
- PFLUG, R. (1965) - "A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais", DNPM-DGM, Bol. 226, 56 pp.
- PFLUG, R.; HOPPE, A. & BRICHTA, A. (1980) - "Paleogeografia do Precambriano na Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil". Deutsch Forschungsgem, Nuevos Res. de la inv. geocient. alemana em Latinoamerica, Boppard, 33-40.
- SCHOLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - "Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina". Anais I Simp. Geol. Minas Gerais, SBG, Bol. 1: 55-73.
- SCHORSCHER, H.D. (1982) - "Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic Rocks". ISAP - excursions/annex, SBG, Salvador, pp. 1-40