

ANAIS
5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA
NÚCLEO MINAS GERAIS
1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA
NÚCLEO BRASÍLIA

Boletim Nº 10

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de



Belo Horizonte, novembro/1989

ANAIS
5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA
NÚCLEO MINAS GERAIS
1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA
NÚCLEO BRASÍLIA

Boletim N° 10

*Publicado pelo Núcleo Minas Gerais
Sociedade Brasileira de Geologia*

sob os auspícios de



Belo Horizonte, novembro/1989

AGRADECIMENTOS

O Núcleo de Minas Gerais e o Núcleo Brasília, da Sociedade Brasileira de Geologia, expressam seus agradecimentos aos seguintes órgãos e empresas, cujo apoio e contribuição financeira permitiram a impressão deste anais e a realização do 5º Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais/1º Simpósio de Geologia do Núcleo Brasília.

Secretaria de Estado da Indústria, Mineração e Comércio (MG)

Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG)

ALCOA Alumínio S.A.

Companhia Auxiliar de Empresas de Mineração - CAEMI

Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração - CBMM

Companhia Mineira de Metais

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM

Companhia Vale do Rio Doce - CVRD

Geologia e Sondagens Ltda - GEOSOL

Indústria e Comércio de Minérios S.A. - ICOMI

Magnesita S.A.

Metais de Minas Gerais S.A. - METAMIG

Minerações Brasileiras Reunidas S.A. - MBR

Mineração Morro Velho S.A.

Rio Paracatu Mineração

UNAMGEN - Mineração e Metalurgia Ltda.

UNIGEO Geologia e Mineração Ltda.

NÚCLEO MINAS GERAIS

Presidente	Carlos Maurício Noce
Vice-Presidente	Andréa Fonseca da Costa
1º Secretário	Edézio Teixeira de Carvalho
2º Secretário	Sônia Pinto Prates
1º Tesoureiro	Allaoua Saadi
2º Tesoureiro	Cid Chiodi Filho
Diretoria de Publicações	Lydia Maria Lobato
1º Diretor-Suplente	Cláudia Rodrigues da Franca
2º Diretor-Suplente	Emerson Florêncio
Conselheiro	Maurício Gonçalves Ferreira Jr.
Conselheiro-Suplente	Luiz Guilherme Knauer

NÚCLEO BRASÍLIA

Presidente	Benedito Waldir Ramos
Vice-Presidente	Othon Henry Leonardos
1ª Secretária	Ilka Maria A. Cortes
2º Secretário	Adelino Gregório Alves
1º Tesoureiro	Paulo Roberto Menezes Lima
2º Tesoureiro	Alessandra Schettino
Diretor de Publicações	Emanuel Teixeira de Queiróz
1º Diretor-Suplente	Adalberto Soares da Silva
2º Diretor-Suplente	Anelise Friedrich Nabut

COMISSÃO ORGANIZADORA

Coordenadores	Lydia Maria Lobato João da Rocha Hirson Ricardo Diniz da Costa
Secretaria	Andrea Fonseca da Costa
Tesouraria	Allaoua Saadi
Divulgação	Cláudia Rodrigues da Franca
Programação e Editoração	Antônio Carlos Pedrosa Soares Luciana Felício Pereira
Colaboradores	Eurípedes Pallazo Silva Sônia Pinto Prates

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO Xi

MEMORIAL A GETÚLIO VARGAS BARBOSA Xiii

CONFERÊNCIAS

DESENVOLVIMENTO DE NOVOS MATERIAIS.

Prof. Evando Mirra de Paula e Silva (UFMG)..... Xxi

METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA - UMA SÍNTESE.

Prof. Hardy Jost (UnB) XXV

I - QUADRILÁTERO FERRÍFERO

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO NO ARQUEANO E PROTEROZOICO INFERIOR COM BASE EM GEOCROLOGIA U/Pb. N. Machado, C.M. Noce, O.A.B. de Oliveira, E.A. Ladeira 1

SISTEMAS DE CAVALGAMENTO DO NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG. F.A.C. Rodrigues, A.F. da Costa, R.A.C. de Souza, C.A. Rosière 6

METAMORFISMO EM ZONAS DE CISALHAMENTO NA FORMAÇÃO MOEDA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS E DEFORMACIONAIS. L.M. Lobato, C.A. Rosière, B.F. Riffel 11

ASPECTOS DEFORMACIONAIS E RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS NA MINA DE CONCEIÇÃO, DISTRITO FERRÍFERO DE ITABIRA, MG. C.R. de Souza F^o, L.C.R. Rodrigues, F. Chemale Jr., F.F. Alkmim 16

A JAZIDA DE MACAQUINHO E A QUESTÃO DA IDADE DAS JAZIDAS DE BAUXITA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG. C.A.C. Varajão, B. Boulange, A. Carvalho 21

OCORRÊNCIAS DE CROSTAS LATERÍTIAS E DEPÓSITOS ALUVIONARES AURÍFEROS NAS PROXIMIDADES DA CIDADE DE MARIANA, MG. P. de T.F. de O. Fortes 26

VARIAÇÃO NO ESTADO DE OXIDAÇÃO DOS DOLOMITOS NO SINCLINAL MOEDA - DOM BOSCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG. F.R.M. Pires, L.M. Fraga 31

EQUILÍBRIO NO SISTEMA $SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ APLICADO AOS DEPÓSITOS DE TOPÁZIO E CIA-

NITA DE OURO PRETO, Q.F., MG. F.R.M. Pires	36
OURO PRETO - OURO PALADIADO? H. Roeser, K. Schürmann, H.J. Tobschall ...	41

II - PETROLOGIA/GEOQUÍMICA/GEOCRONOLOGIA

GEOCRONOLOGIA U/Pb NO MACIÇO DE PIUMHI - RESULTADOS PRELIMINARES. N. Machado, A. Schrank	45
PRIMEIRAS DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS DOS GRANITOS DE SÃO JOÃO DEL REI. J.J.G. Quéméneur, Ph. Vidal	50
PETROGRAFIA E FORMAÇÃO DE MIGMATITOS AO NORTE DO GREENSTONE BELT DE FORTALEZA DE MINAS. E.D.R. Carvalho, A. Choudhuri, A. Schrank	55
GEOCHEMISTRY OF DIFFERENTIATED MAFIC BODIES FROM THE HIGH GRADE TERRAIN OF THE GUAXUPÉ MASSIF - EVALUATION OF CRUSTAL CONTAMINATION OF BASALTIC MAGMA. A. Choudhuri, G. Szabó, S.S. Iyer	60
MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO BATÓLITO GRANITÓIDE CÁLCIO-ALCALINO DE PINHAL - I-PUIÚNA, MG. A.C.B.C. Vasconcellos, V. de A. Janasi	65
NOTA SOBRE ALGUMAS OCORRÊNCIAS DE ROCHAS GRANÍTICAS E KIMBERLÍTICAS NO ALTO CURSO DO RIO PARANAÍBA, TRIÂNGULO MINEIRO. A.C. Magalhães, R.D. Moreira Fº..	70
CARACTERIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DOS MACIÇOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DE LIBERDADE, MG. N. Angeli, A. Choudhuri	75

III - GEOLOGIA ECONÔMICA/GEMOLOGIA

O ELO SUBDUÇÃO - DIAMANTE - GLACIAÇÃO. L. de O. Castro	80
CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA PORÇÃO ORIENTAL E MERIDIONAL DE VOLTA GRANDE E DA JAZIDA DE MINÉRIO DE MANGANÊS DO AQUINO, MG. P.A. Junqueira, E.A. Ladeira, L. M. Lobato	85
MINERALIZAÇÕES DE SCHEELITA NAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS DO GREENSTONE BARBACENA, NA ÁREA DE NAZARENO - SÃO JOÃO DEL REI - LAGOA DOURADA, MG. R.M. Pereira, C. D'Ávila, R.A.A. dos Santos, E.A. Ferreira	90
ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DO GARIMPO DE CAPOEIRANA, NOVA ERA: UMA NOVA O-	

CORRÊNCIA DE ESMERALDA EM MINAS GERAIS. J.L. de Souza, J.C. Mendes, E. Garibaldi, D.P. Svisero 94

NOTA SOBRE A OCORRÊNCIA DE ESPINÉLIOS GEMAS AO SUL DE FELÍCIO DOS SANTOS, MG. J.P. Cassedanne, M.L. de S.C. Chaves 99

IV - GEOLOGIA DO CENOZÓICO

FORMAÇÃO NOVA PONTE, UMA ENTIDADE TERCIÁRIA. P.G. Ferrari 105

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DO CENOZÓICO NO MÉDIO VALE DO RIO DAS MORTES, MG. A.M.M. Ferreira, M.V. Oliveira, L.J.C. Santos 110

NEOTECTÔNICA NA REGIÃO SUL DE MINAS GERAIS: PRIMEIRAS HIPÓTESES. A. Saadi, C. M. Noce, N.H. Quintão 115

A GEOMORFOLOGIA E A GEOLOGIA DA REGIÃO DO GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO, MG. J. Karfunkel, H.C. Kohler, C.M. Noce, I.M. Malta 120

V - GEOLOGIA APLICADA/MEIO-AMBIENTE

SUGESTÕES DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA APLICADA AO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. E.T. de Carvalho, C.F. Marra, L.A. Silveira 125

OBJETIVOS GERAIS E ROTEIRO DOS ESTUDOS GEOLÓGICOS PARA PLANOS DIRETORES MUNICIPAIS. E.T. Carvalho 130

QUESTÕES GEOLÓGICAS PERTINENTES AO PLANO DIRETOR DE BELO HORIZONTE. E.T. Carvalho, L.A. Silveira, C.F. Marra 134

PLANO DE EXPANSÃO DE BRASÍLIA E PERSPECTIVAS AMBIENTAIS. M.V.R. de Moraes, P. da S. Pinto, A.O.A. Rosner 139

ANÁLISE DOS SISTEMAS DE TERRA DA APA DO RIO SÃO BARTOLOMEU, DF. M.N. Pinto, L. A. Watanabe 146

VI - FAIXAS ARAÇUAÍ E ESPINHAÇO/CHAPADA DIAMANTINA

EVOLUÇÃO TERMO-BAROMÉTRICA PARA UMA SEQUÊNCIA DE ROCHAS DA REGIÃO DO MÉDIO VALE DO RIO JEQUITINHONHA, NE DO ESTADO DE MINAS GERAIS. A.G. Costa.....	151
DUPLO REGIME METAMÓRFICO NA FAIXA ARAQUAÍ: UMA PROPOSTA. A.C.Pedrosa-Soares.	156
O SEGMENTO MERIDIONAL DA FALHA DE TAIÓBEIRAS, MG. A.C. Pedrosa-Soares, A. Saadi	161
METODOLOGIA UTILIZADA NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA POR IMAGENS DE SATÉLITE DA SERRA DO ESPINHAÇO E ADJACÊNCIAS, REGIÃO DE ESPINOSA, MG. B.S. Soares Fº	166
RESULTADOS PRELIMINARES DA GEOCRONOLOGIA U/Pb NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL. N. Machado, A. Schrank, F.R. de Abreu, L.G. Knauer, P.A. Almeida-Abreu ..	171
GEOLOGIA DA BORDA NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, REGIÃO DE MENDANHA - SÃO GONÇALO DO RIO PRETO, MG. A. Uhlein, M.L. de S.C. Chaves	175
CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA ESTRUTURAL, TECTÔNICA E FÁCIES SEDIMENTARES DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL E CHAPADA DIAMANTINA, BA. A. Uhlein, A.J. Pedreira.	180
ESPINHAÇO SETENTRIONAL - DOBRAMENTOS ISOCLINAIS COMO CAUSADORES DE CAMADAS INVERTIDAS. G.M.F. Rocha, J.M. L. Dominguez	184
SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL NA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DA BAHIA: UMA MARGEM CONTINENTAL PROTEROZÓICA? J.M.L. Dominguez, G.M.L. Rocha	190
ESTRUTURAS DE DISSOLUÇÃO POR PRESSÃO EM UM AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO CABOCLO, CHAPADA DIAMANTINA, BA. L.M. Barbosa, W. de J.S. da F. Rocha, Z.M. de A.N. Leão, J.M.L. Dominguez	195
DINÂMICA DE SEDIMENTAÇÃO EM UMA PLATAFORMA MARINHA DOMINADA POR TEMPESTADES , FORMAÇÃO CABOCLO, PROTEROZÓICO MÉDIO, BA. J.S. Silveira, R.C. Valadão, J.M.L. Dominguez	200
ESTRUTURAS DE CONTRAÇÃO EM PLANÍCIES DE MARÉS TERRÍGENAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, BA. A. Zanini Jr., J.M.L. Dominguez, Z.M. de A.N. Leão	206
SEDIMENTAÇÃO FLÚVIO-EÓLICA NO PROTEROZÓICO MÉDIO, FORMAÇÃO TOMBADOR, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, BA. E.P. Otero, J.M.L. Dominguez, C.C.U. de Lima	212

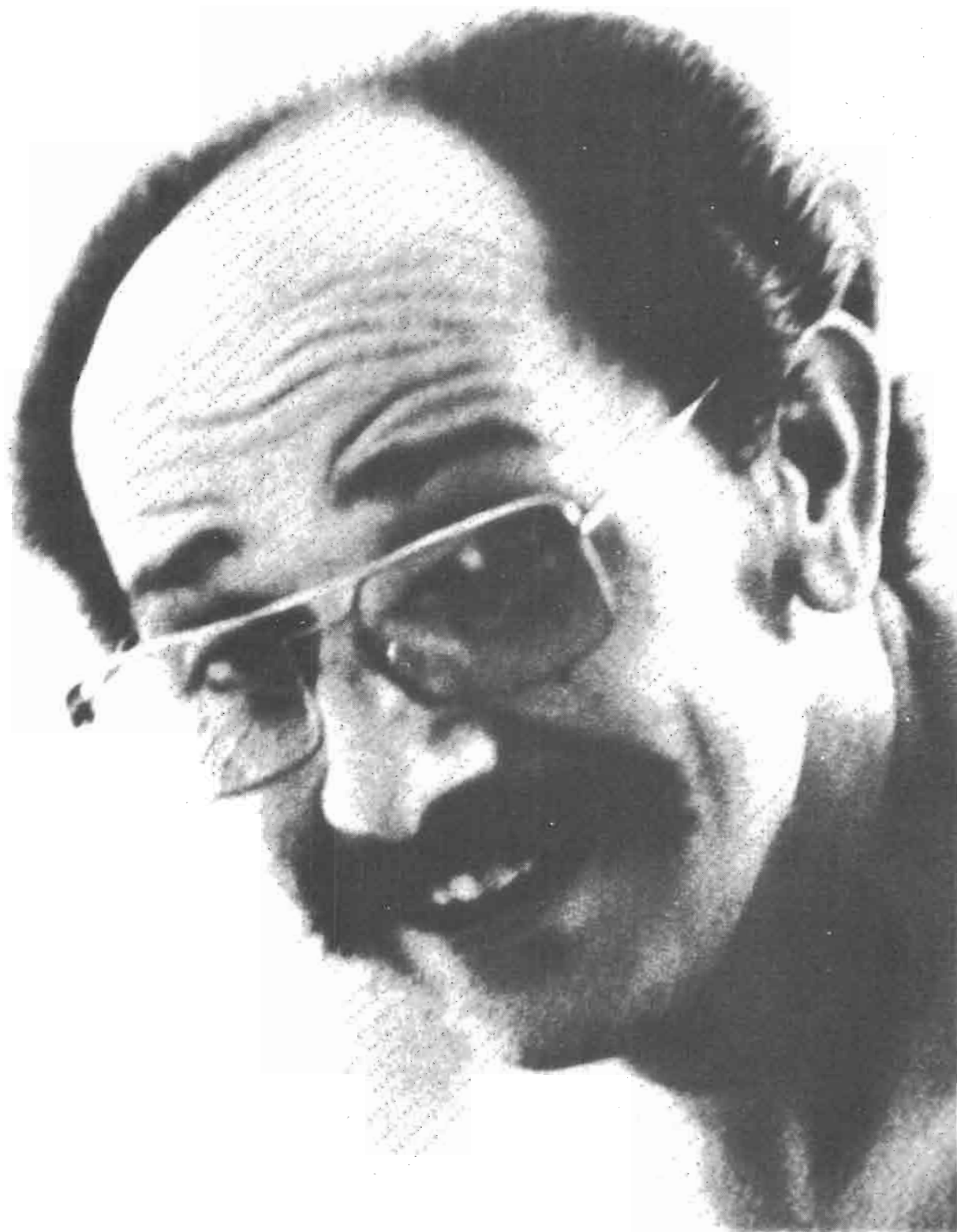
VII - FAIXAS ANDRELÂNDIA, URUAÇU, BRASÍLIA

DADOS GEOLÓGICOS PRELIMINARES DA FAIXA BOM JARDIM DE MINAS (MG) - CONSERVATÓ- RIA (RJ). M. Heilbron	218
LEUCOGRANITOS DO GRUPO ANDRELÂNDIA, SUL DE MINAS GERAIS. M.C.B. Junho, R.R. Silva, C.M. Wiedemann	223
MACRO E MESOESTRUTURAS DE PARTE DE UMA ZONA DE CISALHAMENTO EM SÃO BENTO ABADE, MG. S.J. Chrispim, J.P.P. dos Santos	228
GEOLOGIA DA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ, MG. M.M. Perrotta, M. da C. Campos-Neto, B.B. de Brito-Neves	233
COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO MERIDIONAL DAS FAIXAS URUAÇU E BRASÍLIA , SW DE MINAS GERAIS: DADOS PRELIMINARES. C. de M. Valeriano, L.S.A. Simões, A. M. Godoy	238
A EVOLUÇÃO GEOCRONOLÓGICA DOS TERRENOS GRANÍTICO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS AO SUL DA FAIXA CANASTRA, SUDOESTE DE MINAS GERAIS. W. Teixeira, H. Akimoto, O. Siga Jr., K. Sato	243
MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DE UMA ÁREA DA FAIXA ARAXÁ-CANASTRA NO TRIÂN- GULO MINEIRO, DE INTERESSE À USINA HIDRELÉTRICA DE BOCAÍNA. A.C. Magalhães, R. D. Moreira Fº	247
GRUPO ARAXÁ: ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS E METAMORFISMO NA REGIÃO DO TRIÂNGULO MI- NEIRO. P.G. Ferrari	253
A FORMAÇÃO IBIÁ E SUA PERTINÊNCIA AO GRUPO ARAXÁ. P.G. Ferrari	257

VIII - BACIA DO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO

O GRUPO PARANOÁ NO DISTRITO FEDERAL. A. de Faria	262
GEOLOGIA DA REGIÃO DE BEZERRA E CABECEIRA, GO. E.M. Guimarães, M.A. Dardenne	266
LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO NA REGIÃO DE LAGAMAR, MG. M.A.	

Dardenne, G.M.S. Nogueira, J.E.G. Campos	271
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MINERALIZAÇÃO DE ZINCO DE VAZANTE, MG. J.M.M. Pinho, M. A. Dardenne, A.E. Rigobello	275
O GRUPO BAMBUÍ NA PORÇÃO SUDESTE DA BACIA: SISTEMAS DEPOSICIONAIS E RELAÇÃO ESTRUTURAL COM A FAIXA ARAÇUAÍ, MG. A. Uhlein, P.S.G. Paim	277
COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO NA REGIÃO DE MONTES CLAROS, MG. J.R.P. Oliveira, F.F. de Alkmim, F. Chemale Jr.	281
ESTILO TECTÔNICO DA PORÇÃO SUDOESTE DA BACIA DO SÃO FRANCISCO. P.M. Magalhães, F. Chemale Jr., F.F. de Alkmim	284
ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO. F.F. Alkmim, F. Chemale Jr., L.A.P. Bacelar, J.R.P. Oliveira, P.M. Magalhães	289



GETÚLIO VARGAS BARBOSA
10/05/1931 - 06/05/1985

APRESENTAÇÃO

A Sociedade Brasileira de Geologia tem incentivado a promoção conjunta de simpósios regionais, com o objetivo de viabilizar maior entrosamento entre seus Núcleos e tornar mais fluente o intercâmbio de conhecimentos entre seus sócios.

Sob esta orientação, uniram-se o 5º Simpósio de Geologia do Núcleo Minas Gerais e o 1º Simpósio de Geologia do Núcleo Brasília, em um só evento.

Os trabalhos deste volume são apresentados na forma de resumos ampliados, o que veio estimular a apresentação de um número significativamente maior de contribuições com relação aos simpósios anteriores. Busca-se, assim, atender ao objetivo de colocar à disposição da comunidade o mais amplo panorama dos projetos desenvolvidos, ou em desenvolvimento, nos diversos ramos das geociências.

À Comissão Organizadora, de cujo incansável trabalho resultou o sucesso deste Evento, nosso profundo reconhecimento.

Registramos nossos agradecimentos à Secretaria de Indústria, Mineração e Comércio do Estado de Minas Gerais, patrocinadora destes Anais, à Universidade Federal de Minas Gerais e às Empresas do Setor Mineral que contribuíram para a realização deste encontro.

A Sociedade Brasileira de Geologia, através dos Núcleos Minas Gerais e Brasília, sente-se honrada em dedicar este Evento ao inesquecível Professor Getúlio Vargas Barbosa, como reconhecimento por sua dedicação à formação de várias gerações de profissionais e inestimável contribuição às Geociências.

Diretoria do Núcleo Brasília

Diretoria do Núcleo Minas Gerais

GETÚLIO VARGAS BARBOSA

10/5/1931 - 6/5/1985

João da Rocha Hirson
Universidade de Brasília

A Sociedade Brasileira de Geologia, através dos Núcleos de Minas Gerais e de Brasília, homenageia Getúlio Vargas Barbosa que ao longo de sua vida profissional, deixou profundas e positivas marcas de seu trabalho nas áreas dos dois Núcleos.

Em 1960, ainda aluno do curso de História Natural da então Universidade de Minas Gerais, ouvi, pela primeira vez, falar no nome do Getúlio, à época do concurso de livre-docência, num momento em que poucos entravam para a carreira universitária através de provas e titulação. Fora rompida a barreira do concurso para jovens professores e o sucesso foi comentado, pelo fato em si e pela singularidade de acontecer na Geografia Física, fora das Humanidades.

As novas instalações da Faculdade de Filosofia, onde a partir de 1962 a Geografia e a Geologia ocupavam o 6º andar do prédio da rua Carangola, aproximaram-nos com facilidade, quando os geocientistas passaram a ter maior convivência e a pensar no futuro da sua área dentro da UFMG. Estando entre os primeiros professores a ter dedicação exclusiva na Universidade, ficávamos todo o tempo na Faculdade, utilizando cada momento disponível para conversar, discutir e organizar o que nos era delegado, sempre com a perspectiva de um trabalho conjunto.

Não posso esquecer que 1964 trouxe-nos muitas preocupações e, infelizmente, até penosas discussões internas, na Faculdade, na Universidade e fora dela, causadas pelas nossas posições políticas, firmes e democratas, confundidas e difundidas como perigosas e, no mínimo, socialistas. A situação arrastou-se ainda em 1965, o que praticamente obrigou-me a procurar condições de afastar-me do país, incentivado por Getúlio e outros colegas, destacando Guiomar Goulart de Azevedo, e graças à pronta atuação do muito querido mestre Djalma Guimarães. Durante quase três anos tive em Getúlio um missivista permanente, atento e perspicaz, que de longe procurava transmitir-me todas as modificações que ocorriam na Universidade, orientando-me quan

do era importante atuar e sobretudo incentivando-me a permanecer para concluir o doutoramento na Universidade de Lisboa.

Durante meu afastamento, no 6º andar permaneceram Djalma Guimarães, Manoel Teixeira da Costa e Benedito Paulo Alves que, juntamente com Getúlio, incentivaram profissionalmente novos geocientistas, como Edmar Vaz de Mello e Araújo, David Márcio dos Santos Rodrigues, José Sílvio Fonseca, Roberto Luciano Leste Murta, Sheila Maris Gomes de Melo, Wolney Lobato e Yoko Kato, que alguns anos depois vieram a dar grande contribuição à UFMG e outras instituições nacionais. Outros colegas, eventualmente esquecidos, por favor perdoem a memória, hoje não muito brilhante. A convivência permanente dos citados com todos os colegas do Departamento de Geografia seria o embrião do Instituto de Geociências, implantado em 1968, que pude assistir.

Definida minha transferência provisória para a Universidade de Brasília, em 1969, encontrei o Instituto de Geociências aberto para a área geográfica, incentivando Getúlio a acompanhar-me. A mudança para o Distrito Federal e o trabalho na UnB sempre foram por ele considerados episódicos, pois suas raízes mineiras e o compromisso com a UFMG eram prioritários. Era o autêntico caso de ter os pés fincados no planalto, mas a cabeça permanentemente centrada nas Minas Gerais.

Na UnB implantou o curso de graduação em Geografia, aglutinando geógrafos que estavam dispersos na instituição e para ela convidando outros, criteriosamente selecionados. Através de sua visão crítica e perspectiva, criou e foi o primeiro Presidente da Comissão Permanente do Vestibular (COPEVE), até hoje funcionando sob a ótica de sua criação. Após a reforma estrutural da UnB, realizada em abril de 1970, foi seu primeiro Decano de Ensino de Graduação, reorganizando todas as áreas por ele supervisionadas e dando-lhes características prospectivas e visão para o futuro.

A partir de 1972, liberto da administração, voltou-se novamente com entusiasmo para o ensino e a pesquisa, dedicando-se por inteiro ao Departamento de Geociências, quando foi chamado a colaborar com o Projeto RADAM. Como sempre, modéstia e capacidade técnico-científica deram as mãos e o sucesso, esperado, acompanhou-o até cessar definitivamente sua produção. Constantemente procurado, a partir de então não mais deixou de atuar junto ao CNPq, CAPES, FINEP, universidades e centros de pesquisa, com a dedicação que sempre marcou sua vida.

Dificuldades, problemas e doença nunca foram impecilhos para Getúlio que os considerava parte integrante de suas atividades que não foram interrompidas por nenhum deles, mas constituíram-se em barreiras a serem transpostas. E que sempre o foram.

É muito difícil e extremamente emocionante escrever sobre um grande amigo que prematuramente se foi, mas em sua memória e re conhecimento, há que tentar. Aos colegas da Sociedade Brasileira de Geologia espero ter transmitido um pouco do que foi Getúlio Vargas Barbosa, sob a minha ótica, que não acredito distorcida pelo carinho, admiração e respeito.

Ao receber o título de Professor Emérito do Instituto de Geociências da UFMG, em 28/03/85, nosso homenageado externou muito de sua personalidade:

" Deus, algumas vezes, deu ao homem a oportunidade de fazer coisas boas e úteis, mas em sua sabedoria, não usou muito essa oportunidade para impedir que ele ficasse mais néscio do que nasceu. Por isto esse título é recebido com alegria, felicidade e profunda humildade".

BIBLIOGRAFIA DO PROF. GETÚLIO VARGAS BARBOSA

- 1958 - O RELEVO DA ZONA PIONEIRA DO ESPÍRITO SANTO E DA REGIÃO CONTESTADA. Ed. do Diretório Acadêmico da Fac. de Filosofia da Universidade de Recife, Recife, p. 10, junior.
- 1959 - SIGNIFICADO DE UMA PESQUISA GEOGRÁFICA. in Alma Mater, nº 1 e 2 - janeiro/junho 1959. Revista da Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 122-124.
- 1960 - RECONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO; in Estudo Geográfico do Vale do Médio Jequitinhonha. Publicação do Grupo de Trabalho para a Pecuária, Belo Horizonte, p. 21-48.
- 1960 - INFLUÊNCIA MORFOLÓGICA NA ECONOMIA DO VALE. in Estudo Geográfico do Vale do Médio Jequitinhonha. Publicação do Grupo de Trabalho para a Pecuária, Belo Horizonte, p. 63 a 74.
- 1960 - O MANTO DE ALTERAÇÃO NO SUDOESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. Belo Horizonte, Ed. do autor, p. 155, 4 mapas, 7 cortes, 18 fotos.
- 1961 - NOTÍCIA SOBRE O KARST DA MATA DE PAINS. Boletim Mineiro de Geografia nº 2 e 3, Ano II, p. 3-21, Belo Horizonte.
- 1962 - UM TRECHO DO LITORAL CENTRAL DO ESPÍRITO SANTO; Boletim Mineiro de Geografia nº 4 e 5, Ano II, p. 3-13, Belo Horizonte, MG.

- 1964 - APRESENTAÇÃO E GUIA DE EXCURSÃO AO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. Fac. de Filosofia, 65 p. Belo Horizonte, Senior.
- 1964 - A SOLUÇÃO DO PROBLEMA DA REGIÃO CONTESTADA ENTRE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO. Boletim Mineiro de Geografia nº 8 e 9, Ano V, Belo Horizonte, MG.
- 1965 - O QUADRILÁTERO FERRÍFERO E SEUS PROBLEMAS GEOMORFOLÓGICOS. Comunicação ao II Congresso Brasileiro de Geógrafos, julho de 1965 p. 5-6, Rio de Janeiro, Senior.
- 1965 - O QUADRILÁTERO FERRÍFERO E SEUS PROBLEMAS GEOMORFOLÓGICOS. Boletim Mineiro de Geografia nºs 10 e 11, Ano VI, Belo Horizonte, MG.
- 1966 - O SIGNIFICADO DA ESTRUTURA GEOLÓGICA PARA O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DE MINAS GERAIS. Boletim Mineiro de Geografia, nº 12, julho de 1966, p. 37 a 58, Belo Horizonte.
- 1967 - QUADRILÁTERO FERRÍFERO. Universidade Federal de Minas Gerais, p. 130, Senior.
- 1967 - NOTAS SOBRE O SÍTIO E A POSIÇÃO DE BELO HORIZONTE. Revista da Universidade Federal de Minas Gerais, nº 17, dezembro de 1967, p. 9-28, Belo Horizonte.
- 1967 - REBORDOS SETENTRIONAIS DA DEPRESSÃO DE BELO HORIZONTE. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, p. 47 - Senior.
- 1968 - CARACTERIZAÇÃO DO ESPAÇO NATURAL. Livro I in Diagnóstico da Economia Mineira - II, O Espaço Natural, Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais, p. 3-14, Belo Horizonte.
- 1968 - RELEVO. Livro 3 in Diagnóstico da Economia Mineira, II - O Espaço Natural, Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais, p. 69-110, Belo Horizonte, MG.
- 1968 - PEDOLOGIA. Livro 6, in Diagnóstico da Economia Mineira, II - O Espaço Natural, Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais, p. 169-188, Belo Horizonte, MG. Júnior.
- 1968 - REGIONALIZAÇÃO. Livro 8, in Diagnóstico da Economia Mineira, II - O Espaço Natural, Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais, p. 207-241, Júnior, Belo Horizonte, MG.
- 1968 - GUIA DE EXCURSÃO À SERRA DO ESPINHAÇO. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, p. 59-81, Belo Horizonte, MG, Senior.
- 1973 - CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA UTILIZADA PELO PROJETO RADAM. Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Vol. 1, p. 427-432, Aracajú, Senior.
- 1973 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SA 23 - SÃO LUIZ E PARTE DA FOLHA SA 24 - Fortaleza. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAM, Vol. 3, p. 11/1 - 11/26, Rio de Janeiro, Senior.
- 1973 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SC 23 - SÃO FRANCISCO E PARTE DA FOLHA SC 24 - Aracajú. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAM, Vol. 1, p. 11/1 - 11/24.

- 1973 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SB 23- TEREZINA E PARTE DA FOLHA SB 24 - Jaguaribe. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAM, Vol. 2, p. 11/1-11/24, Senior.
- 1974 - DIVISÃO DO RELEVO DA AMAZÔNIA. Congresso da Associação dos Geógrafos Brasileiros, Belém, Senior.
- 1974 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SA 22- BELÉM. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAM, Vol. 5, Rio de Janeiro, p. 11/1 - 11/36, Senior.
- 1974 - GUIA DE EXCURSÃO A SANTARÉM. Congresso da Associação dos Geógrafos Brasileiros, Belém, Senior.
- 1974 - PROJETO SERRA DOURADA - Relatório Final 1, nº 7, Brasília - UNB/DNPM.
- 1974 - ANOMALIAS DA DRENAGEM DA AMAZÔNIA INTERPRETADA ATRAVÉS DE IMAGENS DE RADAR. Congresso da Associação dos Geógrafos Brasileiros, Belém, Junior.
- 1975 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA NA 21 - TUMUCUMAQUE E A PARTE DA FOLHA NB 21. Série Levantamento de Recursos Naturais, Projeto RADAMABRASIL, Vol. 9, Rio de Janeiro, p. 119/192, Coordenador.
- 1975 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA NA 20 - BOA VISTA E PARTE DAS FOLHAS NA 21, TUMUCUMAQUE; NA 20 RORAIMA e NB 21. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 8, Rio de Janeiro, p. 139/180, Coordenador.
- 1975 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SB 21 - TAPAJÓS. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAM, Vol. 7, p. 119/149, Rio de Janeiro, Junior.
- 1975 - GEOMORFOLOGIA DE PARTE DO ESTADO DA BAHIA. Série Levantamento dos Recursos Naturais - Projeto RADAM, Rel. Prel., Belém, Senior.
- 1975 - EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL DO CRATON GUIANÊS. Anais da X Conferência Geológica Inter-Guiana, p. 825/851, DNPM, Belém.
- 1976 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SA 21 SANTARÉM. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 10, Rio de Janeiro; Coordenador.
- 1976 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA NA 19 - PICO DA NEBLINA. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 11, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1976 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SC 19 - RIO BRANCO. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 12, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1977 - MAPAS GEOMORFOLÓGICOS ELABORADOS A PARTIR DO SENSOR RADAR. Notícia Geomorfológica, Vol. 17, nº 33, Senior, Campinas, SP.
- 1977 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SA 19 - IÇÁ. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 14, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1977 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SB 19 - JURUÁ. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 15, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1978 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SB 20 - PURUS. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 17, Rio de Janeiro, Coordenador.

- 1978 - GEOMORFOLOGIA DA FOLHA SA 20 - MANAUS. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 18, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1978 - SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO E DEPÓSITOS CORRELATIVOS NO QUADRILÁTERO FER-RÍFERO, MG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Resumo das comunicações.
- 1978 - FORMAÇÕES SUPERFICIAIS E GEOMORFOLOGIA - IN COLÓQUIO ESTUDO E CARTOGRAFA - ÇÃO DE FORMAÇÕES SUPERFICIAIS E SUAS APLICAÇÕES EM REGIÕES TROPICAIS. São Paulo, vol. 1, p. 79-84.
- 1978 - A ÁREA DE LAGOA SANTA NO ESTADO DE MINAS GERAIS - IN COLÓQUIO INTERDIS- CIPLINAR FRANCO-BRASILEIRO - ESTUDO E CARTOGRAFAÇÃO DE FORMAÇÕES SUPER- FICIAIS E SUAS APLICAÇÕES EM REGIÕES TROPICAIS. São Paulo, Vol. 11, p. 5/19.
- 1978 - GEOMORFOLOGIA DAS FOLHAS SB/SC 19 - JAVARI-CONTANA. Série Levantamento dos Recursos Naturais, Projeto RADAMBRASIL, Vol. 13, Rio de Janeiro, Coordenador.
- 1978 - IDENTIFICAÇÃO DE SUPERFÍCIES DE EROSÃO POR IMAGENS DE RADAR NA PARTE O- RIENTAL DA BAHIA. Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG.
- 1980 - TAXONOMIA PARA MAPAS GEOMORFOLÓGICOS BASEADOS EM IMAGEM DE RADAR. Em co- laboração com Teresa Cardoso da Silva, Amélia Moreira, Eliana Franco e Trento Natali Filho. Senior, Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geo- logia, Bal. de Camboriú, Vol. 2, pp. 1287-1291.
- 1980 - EVOLUÇÃO DA CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DO PROJETO RADAMBRASIL. Em cola- boração com Teresa Cardoso Silca, Amélia Moreira, Eliana Franco e Trento Natali Filho. Senior. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Bal. de Camboriú, Vol. 2, p. 1292-1296.
- 1980 - SUPERFÍCIES DE EROSÃO NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO. Rev. Brasileira de Geoci- ências, Vol. 10, nº 1, pp. 89-101, São Paulo, SP.
- 1981 - GEOMORFOLOGIA DA AMAZÔNIA. Bol. da SICEG, nº 16, pp. 59/75. OURO PRETO , MG.
- 1981 - O SISTEMA LAGUNAR DO PARQUE ESTADUAL DO RIO DOCE. Getúlio Vargas Barbo- sa & Heinz Charles Kohler. M. Boletim nº 2, Núcleo de Minas Gerais da SBG, pp. 37/46.
- 1983 - BACHAREL E LICENCIADO - PONTOS PARA OPÇÃO. Em colaboração com Edinéa Ma- ria da Consolação Brun, pp. 153-159, "Simpósio Teoria e Ensino da Geo- grafia", Belo Horizonte.
- 1983 - EVOLUÇÃO DA METODOLOGIA PARA MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO PROJETO RADAM- BRASIL, publicado em GEOCIÊNCIAS 2:7-20, S. Paulo.

Trabalhos inéditos ou entregues para publicação

1. O papel das Unidades Morfoclimáticas no Mapeamento Geomorfológico de Minas Gerais. Boletim Mineiro de Geografia nº 13, Ano VII, Belo Horizonte, MG.
2. Estudo Geográfico da área de melhoramentos da pecuária de corte em Minas Gerais, Bahia e Espírito Santo. Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Senior.
3. Geomorfologia e Recursos Minerais da Amazônia. Boletim da SICEG, Semana de Estudos da Amazônia, Ouro Preto, MG.
4. Geomorfologia da Folha da Serra Dourada, Goiás, Convênio UnB-DNPM.
5. Quaternário da Folha de Serra Dourada, Goiás, Convênio UnB-DNPM.
6. Projeto Serra Dourada, Relatório Final nº 7, Brasília - UnB/DNPM, co-autoria com Marini, O.J.; Dardenne; M.A. Faria; A.C. e Fuck, A., 1974. Publicação mimeografada da UnB.
7. Colocação dos Estudos Geomorfológicos no programa de pesquisas ecológicas do Parque do Rio Doce e resultados preliminares. Secretaria de Ciência e Tecnologia de Minas Gerais.
8. Correlação das Superfícies de Erosão no Quadrilátero Ferrífero, MG.
9. Geomorfologia do Parque Florestal do Rio Doce, Ed. mimeografada, 84 págs. FUNDEP, Belo Horizonte, MG, 1981.

O DESENVOLVIMENTO DE NOVOS MATERIAIS

Prof. Evando Mirra de Paula e Silva
Pró-Reitor de Pesquisa/UFMG

Encontramo-nos, hoje, em meio a uma transformação no que diz respeito à concepção, processamento e utilização de materiais. Esta transformação, cuja gênese remonta ao grande desenvolvimento da Ciência e Engenharia de Materiais a partir dos anos cinquenta, tornou-se visível, de forma espetacular, na década de oitenta. Estimulada tanto pela necessidade de fazer face às ameaças de escassez de materiais estratégicos quanto pelo aparecimento de novas funções e exigências técnicas, a pesquisa em novos materiais vem produzindo inovações capazes de modificar conceitos e hábitos arraigados. Esta inovação nos materiais determina, em grande parte, o ritmo do avanço tecnológico em diversos processos industriais, o que por sua vez influencia de forma marcante a produtividade, formação de capital, demanda de mão-de-obra e a taxa de crescimento econômico. O estágio tecnológico atual foi fortemente determinado por descobertas passadas de "novos materiais", e o futuro vai também depender dos frutos de pesquisa em materiais ainda mais novos e em seus processos de produção. No passado, contudo, a prática usual consistia na adaptação dos materiais existentes a um uso determinado. Agora, ciência e tecnologia nos dão a possibilidade de projetar e criar os materiais que desejamos.

Um exemplo da maneira como a questão dos Novos Materiais se coloca pode ser visto nas modificações por que o automóvel, este sistema de engenharia tão familiar, vem passando. O automóvel médio, no início da década de 80, pesava cerca de 1500 kg, com a seguinte distribuição típica de materiais: 54% de aço, 16% de ferro fundido, 6% de plásticos, 4% de alumínio e 20% de outros materiais. Ao avizinhar-se a década de 90, o peso deste automóvel tende para cerca de 1100 kg, com uma distribuição típica de 56% em aço, 10% de ferro fundido, 12% de plásticos, 8% de alumínio e 14% de outros materiais. Estas mudanças na seleção de materiais refletem o grande

esforço que está sendo feito para diminuir o consumo de combustível, que impõe redução em tamanho, e adoção de materiais mais leves como os polímeros, cerâmicas e ligas metálicas leves. No entanto, a redução do peso não se deve apenas ao aumento na participação destes materiais. Um uso mais eficiente de materiais como o aço também está entre as causas desta mudança. Há uma tendência crescente de utilização de aços especiais, que combinam alta resistência mecânica e resistência à corrosão com uma maior leveza.

Assim, novos materiais podem ser compreendidos não só como os materiais até então inexistentes ou não utilizados amplamente, mas também aqueles materiais já conhecidos, aos quais recentes avanços na ciência e tecnologia de materiais permitem acrescentar novos conhecimentos que aperfeiçoam ou mudam radicalmente suas propriedades e seu desempenho em trabalho.

Pode-se citar uma extensa gama de Novos Materiais como cerâmicas avançadas, plásticos de engenharia, novos metais, semi-condutores, ligas armazenadoras de hidrogênio. Os consumidores típicos encontram-se particularmente nos setores de informática, aeroespacial, transportes, telecomunicações, eletroeletrônico e biomédico.

As novas cerâmicas, substâncias artificiais altamente purificadas baseadas em minerais, como alumina e areia, têm encontrado uso crescente em motores e eletrônica. São leves, não se desgastam e podem suportar temperaturas superiores a 1200° C. Os novos plásticos de engenharia e compósitos baseados em fibras de carbono podem transformar as indústrias aeroespacial e de automóveis. Semi-condutores mais sofisticados feitos de silício e novos materiais como arseneto de gálio prometem avanços adicionais na área de informática, enquanto avanços em fibras óticas estão transformando a indústria de telecomunicações e influenciando outras áreas como a medicina. Novas ligas metálicas - produzidas por processos como solidificação rápida e metalurgia do pó - vão ter grande impacto nas indústrias de produtos manufaturados.

Torna-se claro que a produção destes novos materiais requer novas tecnologias, que têm características específicas:

- são intensivas em informação;
- são fortemente ligadas à pesquisa científica e tecnológica;

- são integradoras no seu fluxo de produção, desde o projeto e a fabricação até a utilização final;
- exigem controle total da qualidade e modernas técnicas de gerenciamento;
- são frequentemente multidisciplinares no seu desenvolvimento.

Este quadro de novos materiais e tecnologias pode ser esquematizado por um tetraedro cujos vértices representam o processamento, a caracterização, as propriedades e o desempenho, que mantêm estreita interrelação. Pode ser de interesse para a tecnologia mineral uma das características de seu processamento, que consiste no grau de precisão com que a matéria-prima tem que ser adequada à fabricação e ao uso. Além disso, avanços tecnológicos e inovações nesta área permitem, por exemplo, que se retire metais de minérios com baixo teor do metal e ainda assim se reduza o custo do metal primário final. A tecnologia de materiais faz uso crescente de intervenções e inovações de quase todas as áreas ou disciplinas. É, neste sentido, um campo em pleno processo de constituição e indutor de ressonâncias nos mais diversos setores tecnológicos.

METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (EGP) - UMA SÍNTESE⁽¹⁾

Hardy Jost⁽²⁾

Anete Maria de Oliveira⁽²⁾

Sérgio Ayres da Silva⁽²⁾

Concentrações econômicas de EGP ocorrem em associação com uma grande variedade de rochas ígneas básicas e ultrabásicas de diversos ambientes geotectônicos e com idades que variam do Arqueano ao Terciário. Os depósitos em rochas sedimentares são representados por placers do Cenozóico e paleoplacers do Arqueano, nestes últimos em geral como sub-produto do ouro, e são numericamente poucos. Da mesma forma o são as concentrações residuais em solos lateríticos e as de sistemas hidrotermais. A maior produção mundial de EGP provém do Complexo de Bushveld (África do Sul), que em 1985 deteve acima de 70% do suprimento mundial de EGP. Outros produtores compreendem a União Soviética, o Canadá, a Austrália e os Estados Unidos.

Depósitos contendo EGP podem ser classificados de diversos modos (e.g., Naldrett e Cabri, 1976; Naldrett, 1981; Cabri e Naldrett, 1984; McDonald, 1988). Genericamente, estes podem ser reunidos de acordo com suas paragêneses principais como na Tabela I.

TABELA I

Classificação dos depósitos de Elementos do Grupo da Platina

GRUPO I - ASSOCIAÇÕES COM SULFETOS

A - DEPÓSITOS COM EGP PREDOMINANTES

1 - TIPO INTRUSÃO ACAMADADA:

a. Sub-tipo Merensky (Bushveld, Stillwater, Muskox)

b. Sub-tipo Platreef (Bushveld, Lac des Iles)

2 - TIPO HIDROTERMAL (Rathbun Lake, New Rambler, Mesina)

B - DEPÓSITOS COM NI-CU DOMINANTE

1 - TIPO NORIL'SK (Noril'sk, Insizwa, Duluth)

2 - TIPO ONVERWACHT (Bushveld)

3 - TIPO PECHENGA (Pechenga, Lynn Lake)

4 - TIPO KAMBALDA (Kambalda, Marbridge, Dundonald)

GRUPO II - ASSOCIAÇÕES COM ÓXIDOS-SILICATOS

- 1 - TIPO UG-2 (Bushveld, Stillwater)
- 2 - TIPO ONVERWACHT (Bushveld)
- 3 - TIPO ALPINO (Papua-Nova Guiné, Turquia, Rússia)
- 4 - TIPO ALASKA (Tulameen, Panhadle, Choco, Urais)
- 5 - TIPO INAGLI (Inagli)

GRUPO III - DEPÓSITOS DE PLACERS

GRUPO IV - DEPÓSITOS EM LATERITAS

O primeiro grupo compreende as associações de EGP com sulfetos de Ni-Cu. Os depósitos onde os EGP predominam sobre Ni-Cu ocorrem em intrusões acamadadas e ambientes hidrotermais. Os complexos acamadados, na maioria do Pré-Cambriano, são desenvolvidos a partir de volumosas massas de magma toleíticos com pulsos boniníticos, injetadas sob regimes tectônicos distensivos, como exemplificam os complexos de Bushvel, Stillwater, Penikat, MuskoX e o Grande Dique. Mineralogicamente, os EGP ocorrem como sulfetos e arsenietos em pelo menos dois sub-tipos diferentes de mineralização. O sub-tipo Merensky que consiste de uma fraca disseminação intersticial de sulfetos e arsenietos de origem magmática, em horizontes contínuos de piroxenitos pegmatóides e cumulados de plagioclásio da base de grandes unidades cíclicas. E o sub-tipo Platreef que é esporádico e consiste de sulfetos, originados pela contaminação do magma por rochas encaixantes (meta-sedimentos), disseminados em níveis de piroxenitos feldspáticos e harzburgitos descontínuos situados nas proximidades do assoalho da intrusão.

Nos depósitos hidrotermais os EGP ocorrem como teluretos e sulfetos em paragêneses principalmente com pirita, calcopirita e bornita em veios de quartzo de zonas de cisalhamento ("shear belts"), que cortam amplas sequências de rochas básicas, como exemplificam os depósitos de Messina, Rathbun Lake e New Rambler Mine.

Os depósitos onde os EGP ocorrem como sub-produtos de mineralização de Ni-Cu compreendem uma variedade de tipos estruturais e ambientes geotectônicos. Contudo, todos têm algumas propriedades em comum que consistem: (a) a mineralização ocorre em rochas que variam de gabros a dunitos; (b) os sulfetos ocorrem preferencialmente no interior do corpo magmático, junto ao contato que representa o assoalho do mesmo, (c) a mineralização é preferencialmente disseminada, com bolsões de sulfetos maciços de dimensões variadas e aleatoriamente distribuídos; (d) os principais sulfetos compreendem pirita, pirrotita, pentlandita e calcopirita; (e) os EGP ocorrem preferencialmente como sulfetos.

A característica distinta das jazidas do tipo Noril'sk reside em sua ocorrência em sills diferenciados e associados com extensos derrames de basaltos toleíticos continentais. A maioria das jazidas deste tipo tem idade que se estende do Permiano ao Jurássico, como exemplificam Insizwa e Noril'sk, mas há depósitos tão antigos quanto 1.2 Ga (Gabro de Duluth). Depósitos do tipo Pechenga estão relacionados com pequenas intrusões circulares a elípticas, gabro-peridotíticas, sinorogênicas, em geral associadas a greenstone belts, enquanto os de Kambalda ocorrem preferencialmente em derrames komatiíticos das porções estratigráficas mais inferiores destes terrenos.

O segundo grupo corresponde à associação dos EGP com óxidos e silicatos. O horizonte de cromitito UG2 do Complexo de Bushveld é o melhor exemplo deste tipo de depósito, onde a cromita ocorre como inclusões poiquilíticas em bronzita e plagioclácio, com clinopiroxênio e biotita como acessórios intersticiais. Sulfetos de metais básicos, com quem mais de 80% dos minerais de EGP se associam, são essencialmente pentlandita, calcopirita, pirrotita e subordinadamente pirita. Os maiores enriquecimentos em EGP situam-se próximos da base e do topo do cromitito e ocorrem como sulfetos e ligas diversas.

Depósitos do tipo Onverwacht, que também ocorrem no Complexo de Bushveld, consistem de chaminés de dunitos com algumas centenas de metros de diâmetro, são ortogonais ao acamamento magmático do complexo e contêm bolsões de magnetita e de cromita. Os EGP ocorrem associados com os bolsões de cromita, preferencialmente sob a forma de ligas de Pt-Fe.

Em complexos alpinos os EGP podem ocorrer sob três modos: (a) acompanhando a cromita como ligas, (b) em dunitos serpentinizados como sulfetos e arsenietos disseminados em zonas de fratura ou acompanhando cromita e (c) em veios com Ni-As-cromita.

Os depósitos de EGP do tipo Alaska ocorrem em complexos epicratônicos zonados, a maioria do Mesozóico, exemplificados por Tulameen, Panhandle e Choco, e outros do Paleozóico como os dos Urais. Estes são caracterizados por núcleos duníticos com bolsões de cromita ou de magnetita, e margens com sienodioritos e sienogabros subsaturados e com afinidades alcalinas. Os EGP em geral acompanham a cromita, subordinadamente magnetita sob a forma de sulfetos e ligas naturais. Os depósitos do tipo Inagli caracterizam-se por disseminações de minerais de EGP em concentrações de cromita em complexos epicratônicos alcalinos. Os EGP, nestes depósitos, ocorrem mais comumente sob

a forma nativa e de ligas naturais.

Os mais importantes depósitos de placers modernos de EGP estão associados com complexos ultramáficos zonados (Alaska, Urais), mas estes têm sido igualmente reportados em áreas com outros tipos de complexos máfico-ultramáficos. Em placers do Terciário os EGP ocorrem como ligas naturais diversas de Pt-Fe e Os-Ir em conglomerados ricos em fragmentos de rochas ultramáficas. Os placers do Quaternário se caracterizam por EGP como sulfetos, os quais também estão presentes nas áreas fontes. Dentre os placers antigos destacam-se os de sequências de conglomerados arqueanos do tipo Witwatersrand, onde os EGP são sub-produto da exploração do Au.

O último grupo de depósitos de EGP são os do tipo laterítico (crostas lateríticas e birbiritos), sobre rochas máficas e ultramáficas e tem sido registradas em diversos locais das faixas de climas intertropicais (Etiópia, Sierra Leone e Austrália). Os minerais de EGP consistem de ligas de Pt-Fe e Os-Ir-Ru, e alguns sulfetos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CABRI, L.L e NALDRETT, A.J. - 1984 - The nature of the distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments - Proc. 27th Intern. Geol. Congr., 10: 17-46.
- NALDRETT, A.J. - 1981 - Platinum-group element deposits - IN: L.J. Cabri (editor) Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery. Can. Inst. Mining and Metallurgy, Spec. Vol. 23, 197-231.
- NALDRETT, A.J. e CABRI, L.J. - 1976 - Ultramafic and related rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements - Econ. Geol., 71:1131-1158.
- MCDONALD, A.J. - 1988 - PGE mineralization and the relative importance of magmatic and deuteric processes - Proc. Geoplatinum 87.
- (1) - Trabalho realizado com auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - Processos nºs 310.340/84-5 e 801.934/88-5.
- (2) - Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO NO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR, COM BASE EM GEOCRONOLOGIA U-Pb.

Nuno Machado - Dept. Geology, R.O.M., Toronto, Canadá; Carlos M. Noce - Dept. Geologia, UFMG; Osvaldo A. Belo de Oliveira - DOCEGEO, MG e Eduardo A. Ladeira-Dept. Geologia, UFMG.

I - INTRODUÇÃO

A cronologia absoluta dos eventos geológicos que afetaram a região do Quadrilátero Ferrífero (QF) é um dos problemas clássicos da geologia do Brasil. Os esforços realizados usando-se geocronologia Rb-Sr e K-Ar muito contribuíram para a compreensão atual da evolução geológica da região. No entanto, as limitações inerentes àqueles métodos de datação impedem um conhecimento detalhado dos eventos que afetaram a região. Como a geocronologia U-Pb fornece idades confiáveis mesmo que os sistemas isotópicos tenham sido abertos (intemperismo, metamorfismo, etc.), ela constitui uma ferramenta ideal para tentar detalhar a cronologia absoluta de uma região como a do QF. Com este intuito, apresentamos aqui resultados preliminares de geocronologia U-Pb para as principais unidades do QF.

II - GEOLOGIA REGIONAL

As três unidades maiores do QF são o Complexo Granítico-Gnáissico, o Supergrupo Rio das Velhas (SGRV) e o Supergrupo Minas (SGM). O primeiro tem sido considerado como embasamento dos dois supergrupos (Ladeira, 1980; Schorscher et al., 1982), embora possam conter granitóides mais recentes. O SGRV é considerado Arqueano e o SGM Proterozóico Inferior, segundo estudos geológicos e geocronológicos referenciados por Teixeira (1985). Este autor considera que o mais importante período de formação crustal ocorreu entre 3,0 Ga e 2,6 Ga, enquanto que de 2,4 Ga a 2,1 Ga teria ocorrido o Evento Transamazônico causando reativação crustal.

III - GEOCRONOLOGIA

As técnicas analíticas são essencialmente as descritas por Krogh (1973, 1982a, 1982b) e Corfu e Stott (1986). Detalhes e modificações destas técnicas utilizadas neste trabalho serão descritas em futura publicação. O programa de regressão linear de Davis (1982) foi usado para a determinação das intersecções discórdia-concórdia bem como para a estimativa dos erros associados. A precisão dos resultados é referida a um intervalo de confiança de 95% (2 sigma).

Grupo Nova Lima (SGRV)

Uma rocha vulcânica ácida milonitizada da região de Caeté (amostra 4) contém zircão prismático rosa de qualidade inferior e em pequena quantidade. Três análises de frações pesando entre 1 µg e 8 µg definem uma discórdia com intersecção superior de 2776+23/-10 Ma (Fig. 2a), interpretada como a idade de cristalização da rocha. O erro relativamente grande desta idade é devido em parte à quantidade anormalmente elevada de Pb comum inicial do zircão, a qual atinge 103 pg.

Uma única análise para uma rocha félsica da região de Caeté (amostra 5) tem uma idade de 3029+/-6 Ma (Fig. 2b).

Uma amostra de mão de uma rocha vulcânica félsica (PP-120) da faixa do Grupo Nova Lima na região de Piedade do Paraopeba, a oeste da Serra da Moeda, contém zircão rosado a esbranquiçado com núcleos rosa mais escuro. Uma análise de dois fragmentos os menos magnéticos tem uma idade de 2772+/-6 Ma (análise 120-1, Fig. 2b), enquanto que um único núcleo pesando menos de 1 µg tem a idade de 2883+/-6 Ma (análise 120-4). Uma terceira análise de dois zircões rosa é 3% discordante e tem uma idade mínima de 2912 Ma (análise 120-3). Estes resultados indicam a presença de zircão herdado com uma idade mínima de 2883+/-6 Ma na rocha vulcânica félsica, cuja idade de cristalização provável é de 2772+/-6 Ma. A presença de rochas mais antigas na região é confirmada pela idade de 3029+/-6 Ma acima mencionada.

Complexos Caeté e Moeda

O granitóide de Caeté contém zircão prismático rosa com a idade de 2776+7/-6 Ma (amostra 2, Fig. 2c). Rutilo da mesma rocha tem uma idade provável no intervalo 2,0-2,2 Ga sendo 10% discordantes e pobre em U (7ppm).

Um granitóide milonitizado do Complexo Moeda, amostrado próximo ao contato basal do SGM (amostra 11) contém abundante zircão de excelente qualidade. A análise 11-1 é praticamente concordante (0,4% discordante) com a idade de 2721+/-3 Ma (Fig. 2d). As análises 11-2 e 11-3 são 0,7% e 0,6% discordantes com idades mínimas de 2715 Ma e 2717 Ma. Uma regressão destas três análises produz uma intersecção superior em 2728 Ma e intersecção inferior em cerca de 1,6 Ga. Esta intersecção é muito mais elevada do que as obtidas para as outras rochas da região, levando a crer que uma perda episódica de Pb teve lugar. Supondo que esta perda tem a idade de cerca de 2,0 Ga, para a qual há evidências geocronológicas (veja a seguir), a intersecção superior da discordância passando por esta idade e pelas três análises de zircão tem uma idade de 2740+/-9 Ma. Com os resultados disponíveis no momento não é possível determinar precisamente a idade desta rocha. No entanto, estes resultados indicam que a idade deve estar no intervalo de 2730+/-10 Ma.

Complexo de Bação

A pedreira do Rio Maracujá em Cachoeira do Campo é composta na maior parte por migmatitos com enclaves de anfibolitos de dimensões métricas e pegmatitos. Um anfibolito (amostra 13 D) contém abundante titanita com uma idade concordante de 2059+/-6 Ma (Fig. 2e), enquanto que monazita de um pegmatito não deformado (13 A) é 1,3% discordante com uma idade mínima de 2030 Ma, julgando-se que a idade de cristalização não vá além de 2040 Ma.

Um pegmatito intrusivo nos migmatitos do complexo amostrado próximo ao viaduto do Funil (amostra 15), contém monazita com teores elevados de U e Th (1,8% e 13% respectivamente) com idade mínima de 2022 Ma sendo 4,4% discordante (Fig. 2e).

Estes resultados indicam que metamorfismo e fusão parcial tiveram lugar no intervalo 2030-2060 Ma na parte sudeste do Complexo de Bação.

Formação Sabará (SGM)

A maior parte dos zircões detríticos extraídos de uma meta-grauvaca desta formação são esféricos, indicando que eles sofreram extenso transporte ou passaram por vários ciclos sedimentares. Dos zircões ainda idiomórficos, foram escolhidos dois para análise, um dos quais não apresentava nenhuma indicação de ter sofrido transporte e que tem uma idade concordante de 2125+/-4 Ma (análise SAB-1, Fig. 2f). O outro cristal (SAB-2), que apresentava alguns indícios de transporte, é 9% discordante e tem a idade mínima de 2092 Ma (Fig. 2f). Estes resultados levam-nos a concluir que 2125+/-4 Ma é a idade máxima para a deposição da Formação Sabará.

IV - CONCLUSÕES

- 1 - As rochas vulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima têm a idade de 2776+23/-10 Ma.
- 2 - O granitóide de Caeté, datado em 2776+7/-6 Ma, é contemporâneo da atividade vulcânica félsica do Grupo Nova Lima. Estas idades mostram que tanto o granitóide de Caeté como o de Moeda (2730+/-10 Ma) não são parte do embasamento do Grupo Nova Lima. No entanto, a existência de crosta sílica mais antiga que 2776 Ma é indicada pela presença de zircões herdados com idades entre 2883+/-6 Ma e 3029 Ma.
- 3 - A presença de granitóides diferindo em idade de cerca de 40 Ma, indica pelo menos dois períodos de magmatismo granítico na evolução do cinturão de rochas verdes do Rio das Velhas, um dos quais é contemporâneo da atividade vulcânica félsica.
- 4 - A idade de sedimentação das grauvacas da Formação Sabará é igual ou inferior a idade do zircão detrítico de 2125+/-4 Ma. Portanto, esta formação é pelo menos 600 Ma mais recente que o Grupo Nova Lima, o que favorece o esquema estratigráfico de Dorr (1969) para o Supergrupo Minas no local estudado.
- 5 - A idade de 2059+/-6 Ma para titanita em anfibolito e idades semelhantes de monazitas em pegmatitos não deformados do Complexo de Bação, marcam a fase final da remobilização (metamorfismo e fusão parcial) de rochas mais antigas, provavelmente Arqueanas segundo dados de Teixeira (1985). A idade de 2059+/-6 Ma para titanita e idades mínimas de 2022-2030 Ma para monazitas datam também o último evento tectono-termal importante registrado na região do Bação.
- 6 - Uma vez que remobilização crustal pode estar relacionada com empilhamento tectônico em zonas de colisão continental proterozóicas, é possível que a reativação das rochas arqueanas do Complexo de Bação em 2059 Ma resulte dos cavalgamentos das seqüências supracrustais (grupos Nova Lima e Minas) sobre as rochas graníticas deste complexo.

V- AGRADECIMENTOS

Este projeto é parcialmente financiado pela Canadian International Development Agency e resulta do interesse e da vontade do Dr. W. Fyfe (University of Western Ontario, Canada) e do Dr. A. Schrank (UNICAMP, São Paulo). O apoio de Darcy Lindenmayer e M.T. Vaz de Melo da DOCEGEO SA. muito contribuiu pra a realização deste trabalho. Ao Dr. T.E. Krogh devemos o suporte científico para desvendar os mistérios dos zircões brasileiros, nem sempre os mais fáceis de entender. O pessoal do laboratório do R.O.M. contribuiu de maneira decisiva para este trabalho, desde a britagem das rochas até a manutenção dos espectrômetros. o pessoal da DOCEGEO e CVRD (Belo Horizonte), em especial a Joselito A.R. de Melo e a Geraldo D.M. Silva, agradecemos o interesse e as facilidades postas a nossa disposição. A animação e as intermináveis discussões científicas durante o trabalho de campo resultaram da presença de L. Lobato, A. Schrank, M. Ferreira, C.A. Rosière e do inesquecível Francisco Roberio Abreu (Bentivi). Suporte financeiro adicional foi fornecido pelo NSERC (Canadá) ao Dr. T.E. Krogh. A J.T. Felix, G.A. I. Oliveira, P.C. Clemente, F.W. Vieira e E.J.M. Simões da Minerações Morro Velho SA, pelo interesse e apoio na amostragem.

VI - BIBLIOGRAFIA CITADA

- CORFU, F. e STOTT, G. 1986. U-Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandwan belt, Superior Province, Canadá. Can. Journ. Earth Sci. 23, 1074-1082.
- DAVIS, D.W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Can. Journ. Earth Sci. 19, 2141-2149.
- KROGH, T.E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 485-494.
- KROGH, T.E. 1982a. Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 631-636.
- KROGH, T.E. 1982b. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 637-649.
- LADEIRA, E. 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Minas Gerais, Brazil. Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. Western Ontario.
- SCHORSCHER, H.; SANTANA, F.; POLONIA, J.; MOREIRA, J. 1982. Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic rocks, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais State. International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geological Evolution and Metallogenesis, Brazil, Excursion Annex Book, pp. 1-25.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.

Local. do Quadrilátero Ferrífero

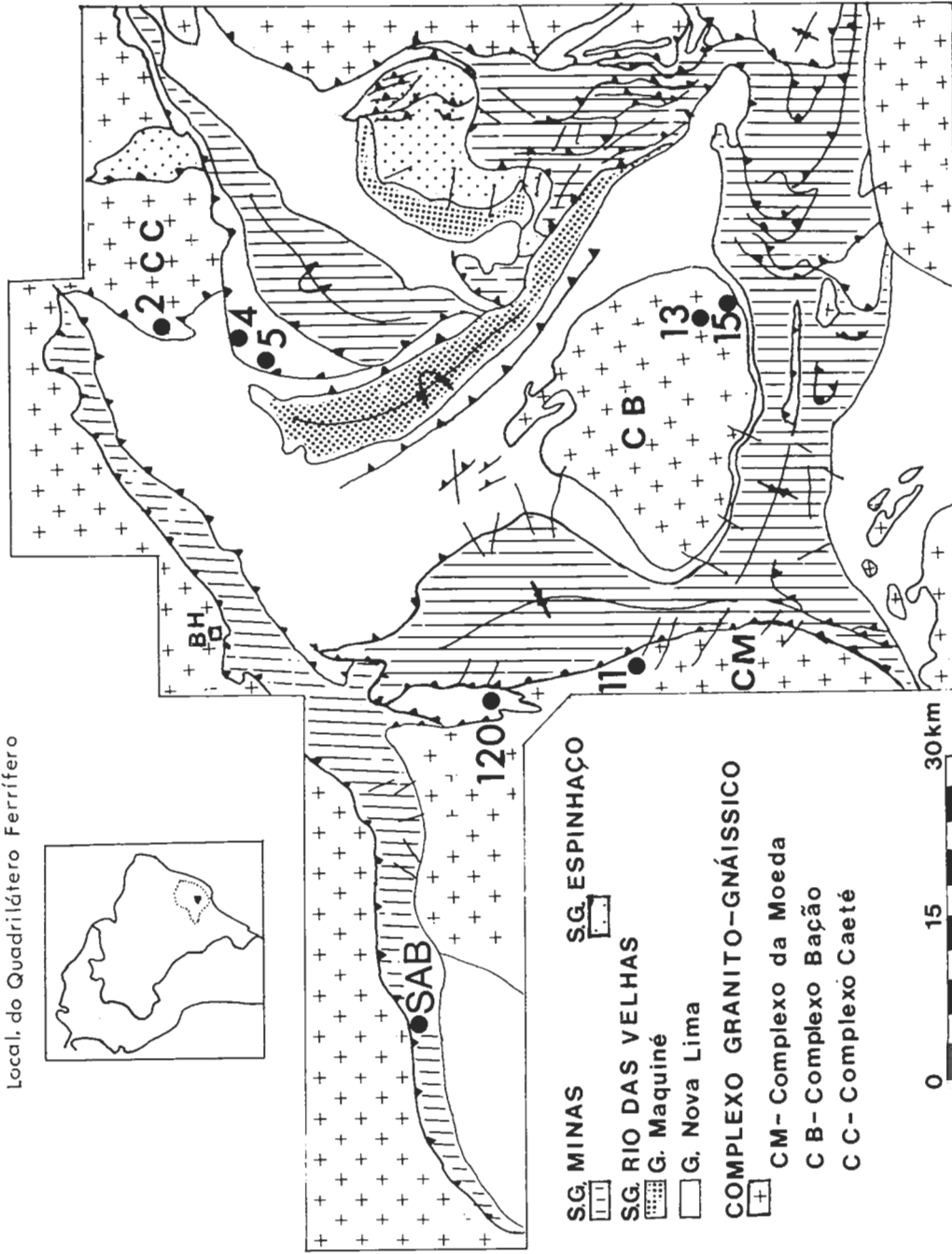
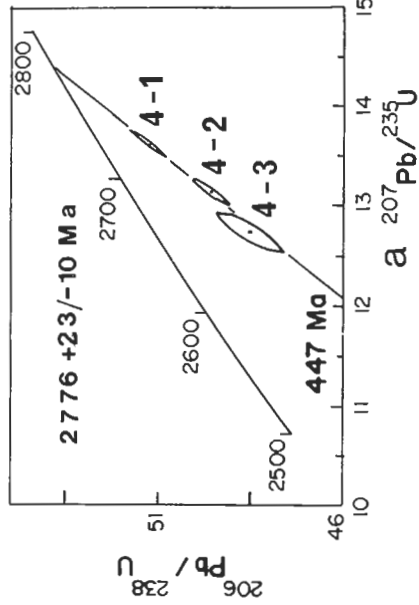


FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

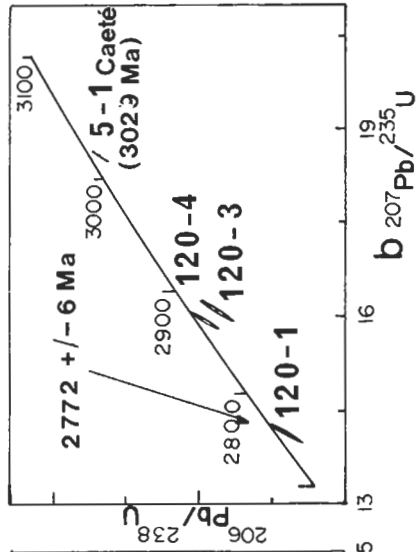
(MAPA MODIFICADO DE DOOR, 1969)

GRUPO NOVA LIMA

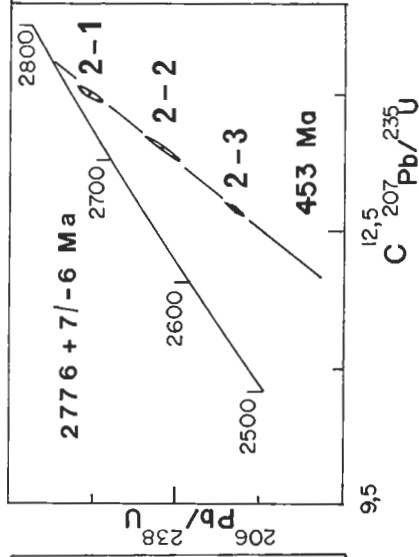
CAETÉ
Vulcânica Ácida



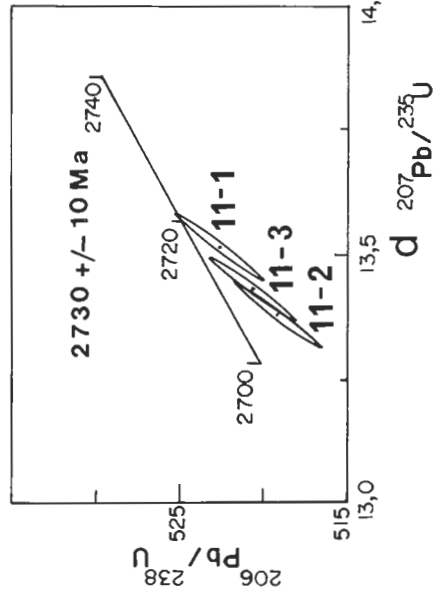
PIEDADE DO PARAOPEBA
Vulcânica Ácida



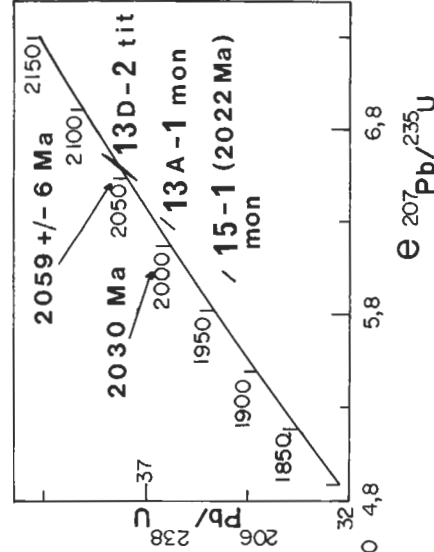
COMPLEXO CAETÉ



COMPLEXO MOEDA



COMPLEXO BAÇÃO
Metamorfismo e Pegmatitos



F. SABARÁ - Metagrauvaca
Zircoões Detríticos

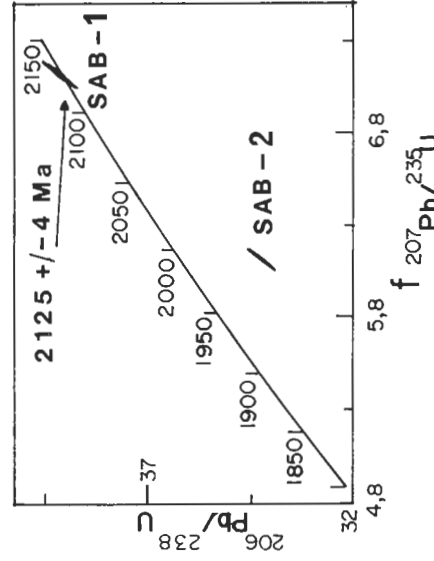


FIGURA 2 DIAGRAMAS U - Pb

SISTEMAS DE CAVALGAMENTO DO NORDESTE
DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG

FERNANDO ANTONIO CROCCO RODRIGUES (CPMTC - IGC/UFMG)
ANDRÉA FONSECA DA COSTA (CPMTC - IGC/UFMG)
RICARDO AUGUSTO CUSTÓDIO DE SOUZA (GAMA PESQUISAS)
CARLOS ALBERTO ROSIÉRE (IGC - UFMG)

O mapeamento geológico em escala 1:10.000 da aba normal (aba norte) do Sinclinal do Gandarela (entre a mina de Luís Soares e a cidade de Barão de Cocais) e da Serra das Cambotas, foi executado dentro do Projeto Sinclinal do Gandarela, financiado pela FINEP / PADCT e CNPq. Este trabalho forneceu dados consistentes para interpretações estruturais com implicações significativas na tectônica da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes.

As três unidades estratigráficas maiores do Quadrilátero Ferrífero foram reconhecidas dentro da área mapeada: O Embasamento Granito-Gnáissico, o Supergrupo Rio das Velhas e o Supergrupo Minas (LADEIRA, 1980 "in" LADEIRA & VIVEIROS, 1984). Estão presentes ainda duas unidades quartzíticas informais, alvo de controvérsias, sendo elas o "quartzito do Montalvão" e o "quartzito Cambotas", originalmente posicionadas no Grupo Tamanduá (SIMMONS & MAXWELL, 1961) (FIGURA 1).

As rochas do Embasamento granito-gnáissico, com ocorrência no Domo de Caeté e a leste da Serra das Cambotas, constituem-se de gnaisses, injeções graníticas e migmatitos.

O Supergrupo Minas estrutura a aba normal do Sinclinal do Gandarela por sobre o Supergrupo Rio das Velhas. Dentro dos limites mapeados, o Supergrupo Rio das Velhas está representado pelo Grupo Nova Lima com metapelitos, metaígneas e formações ferríferas bandadas. O Supergrupo Minas está representado pelos Grupos Caraça e Itabira, constituído essencialmente por quartzitos, metapelitos e itabiritos.

O quartzito Cambotas tem ocorrência na serra homônima prolongando-se na aba do Sinclinal do Gandarela, sendo composto por conglomerados polimíticos, quartzitos, quartzitos arcóianos e formações ferríferas bandadas. O posicionamento estratigráfico desta unidade é controvertido desde sua individualização (SIMMONS & MAXWELL, op.cit.), mas provavelmente pertence a sequência quartzítica do Espinhaço. Toda a sequência está cortada por vários corpos de rocha básica intrusiva na forma de diques, sills e stocks.

A unidade quartzítica do Montalvão ocorre a norte do Sinclinal do Gandarela no Domo de Caeté, tendo sido originalmente posicionada no Grupo Tamanduá e interpretada como "roof pendant" (DORR, 1969). Nesta unidade foram descritos quartzitos com proporções variáveis de sericita.

Duas mega-estruturas são responsáveis pelo arcabouço tectônico da área estudada.

A primeira delas corresponde em escala regional ao Sistema de Cavalgamento do Fundão (ALKMIN, comunicação verbal) aqui definido como um conjunto de falhas de cavalgamento, no qual se destaca a Falha do Fundão como diverticulação de um sistema complexo que condiciona a estruturação regional da porção leste do Quadrilátero Ferrífero.

Neste contexto, predominam na parte sul do Sinclinal do Gandarela zonas de cisalhamento associadas à rampa frontal (ROSIÈRE et al., 1987), enquanto que a combinação da aba norte corresponde a uma rampa oblíqua do sistema onde desenvolvem-se transpurrões que são marcados mais nitidamente pelos contatos das unidades estratigráficas maiores, modificando o empilhamento original. O sistema de falhamento foi responsável pela geração de uma foliação milonítica com orientação generalizada N54E/27SE (FIGURA 2.II-a). O movimento da falha tem seu sentido marcado por foliação milonítica do tipo S-C (LISTER, 1984) e "tension gashes", mostrando vergência de E para W. Microscopicamente foram observadas estruturas como "shear bands", sombras de pressão assimétricas e crescimento de porfiroblastos, que corroboram com a direção do movimento observada em escala mesoscópica. A direção E-W do movimento está impressa por conspícua lineação mineral que, em consonância com a orientação da foliação, caracteriza o caráter oblíquo da rampa (FIGURA 2.II-B). Esta lineação frequentemente mostra feições de estiramento.

A distribuição estatística das lineações minerais obtidas no estereogramas mostra um máximo na direção E-W, e uma guirlanda com dispersão das medidas para S. Levanta-se a hipótese de que o máximo obtido corresponda ao sentido principal do movimento (de E para W), e a dispersão das medidas para S corresponda a desvios da direção principal, impostos pelo encurtamento dos cavalgamentos transversalmente ao movimento. Esta idéia é bastante sugestiva quando observamos a distribuição das lineações minerais na rampa oblíqua oposta, na Serra de Antonio Pereira (LADEIRA & VIVEIROS, op.cit.).

A segunda mega-estrutura é denominada aqui como Sistema de Cavalgamento do Córrego do Garimpo. A forma geral deste sistema assemelha-se a um leque imbricado (BOYER & ELLIOTT, 1982) dos quais se destacam a Falha do Córrego do Garimpo e a Falha do Montalvão. Os cavalgamentos têm direção N-S e vergência de E para W, igualmente caracterizados por foliação milonítica do tipo S-C e conspícua lineação mineral (FIGURA 2.III). As inversões de caimento da foliação milonítica foram provocadas por uma pilha antiformal ("antiformal stack" - BOYER & ELLIOTT, op. cit.) na porção central da Serra das Cambotas.

Os cavalgamentos principais deste sistema superpõem "fatias" de quartzito (unidades Montalvão e Cambotas) e "fatias" de Embasamento. Embora relativamente escassos os afloramentos do Embasamento no "Domo de Caeté", a atitude da foliação dos gnaisses indica claramente a influência dos cavalgamentos na estruturação da unidade.

Estas evidências tornam duvidosa a existência do Domo de Caeté na forma originalmente definida (DORR, 1969), e torna a denominação de "Embasamento", dada a unidade granito-gnáissica, indevida para a área mapeada.

A relação entre os sistemas de cavalgamento descritos está claramente exposta na área. O Sistema de Cavalgamento do Fundão se superimpõe ao Sistema de Cavalgamento do Córrego do Garimpo formando um "drag" nos quartzitos da Serra das Cambotas, dobrando a

foliação milonítica gerada pelos cavalgamentos do Sistema Córrego do Garimpo, enfatizando e incorporando o quartzito Cambotas dentro da rampa oblíqua (FIGURA 2.I-a e 2.IV-a). Esta idéia diverge da proposição de BELO DE OLIVEIRA et al. (1987) que identificaram a presença destes sistemas de cavalgamento em escala regional, mas os interpretaram como pertencentes a um único processo evolutivo.

A estruturação descrita sugere que os cavalgamentos ou se propagam indefinidamente em profundidade com mergulho igual ao da foliação milonítica, ou irão se reunir em um cavalgamento basal ("floor thrust" - BOYER & ELLIOTT, op. cit.) ainda não identificado. Nenhuma evidência foi encontrada para a idade dos sistemas de cavalgamento.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos: à FINEP/PADCT e ao CNPq pelo suporte financeiro à pesquisa; aos geólogos da DOCEGEO, Oswaldo A. Belo de Oliveira e Fernando Greco o auxílio e a atenção nas discussões sobre o tema; e a Edna Maria dos Santos pelos trabalhos de dactilografia.

BIBLIOGRAFIA

BELO DE OLIVEIRA, O.A.; GRECO, F. & VIEIRA, M.B.H. (1987) - A Relação da Tectônica Espinhaço Meridional - Quadrilátero Ferrífero (MG). **Boletim de Resumos - 1º Simp. Nac. de Est. Tectônicos**, pp. 74-76, Salvador.

BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. (1982) - Thrust Systems. **Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.** 66: 1196-1230.

BUTLER, R.W.H. (1987) - Thrust sequences. **J. Geol. Soc.** 144:619-634.

DORR, J.V.N. 2d. (1969) - Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.** 641-A, 110p. Washington.

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. (1984) - Hipótese Sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis. In: **SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, Boletim Especial**. Núcleo Minas Gerais. 48p. (Boletim, 4).

LISTER, G.S. (1984) - S-C Mylonites. **J. Struct. Geol.** 6(6): 617-638.

ROSIÉRE, C.A., NOCE, C.M. & LADEIRA, E.A. (1987) - Geologia estrutural da extremidade sul do Sinclinal do Gandarela. In: **ANAIIS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS; 4**, Belo Horizonte, Soc. Bras. de Geol. - Núcleo Minas Gerais. p-254-268. (Boletim, 7).

SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. (1961) - Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas, Brasil. **DNPM/DGM. bol.** 211, 30p. Rio de Janeiro.

Fig. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA SERRA DAS CAMBOTAS E SERRA GERAL. Q.F.-MG.

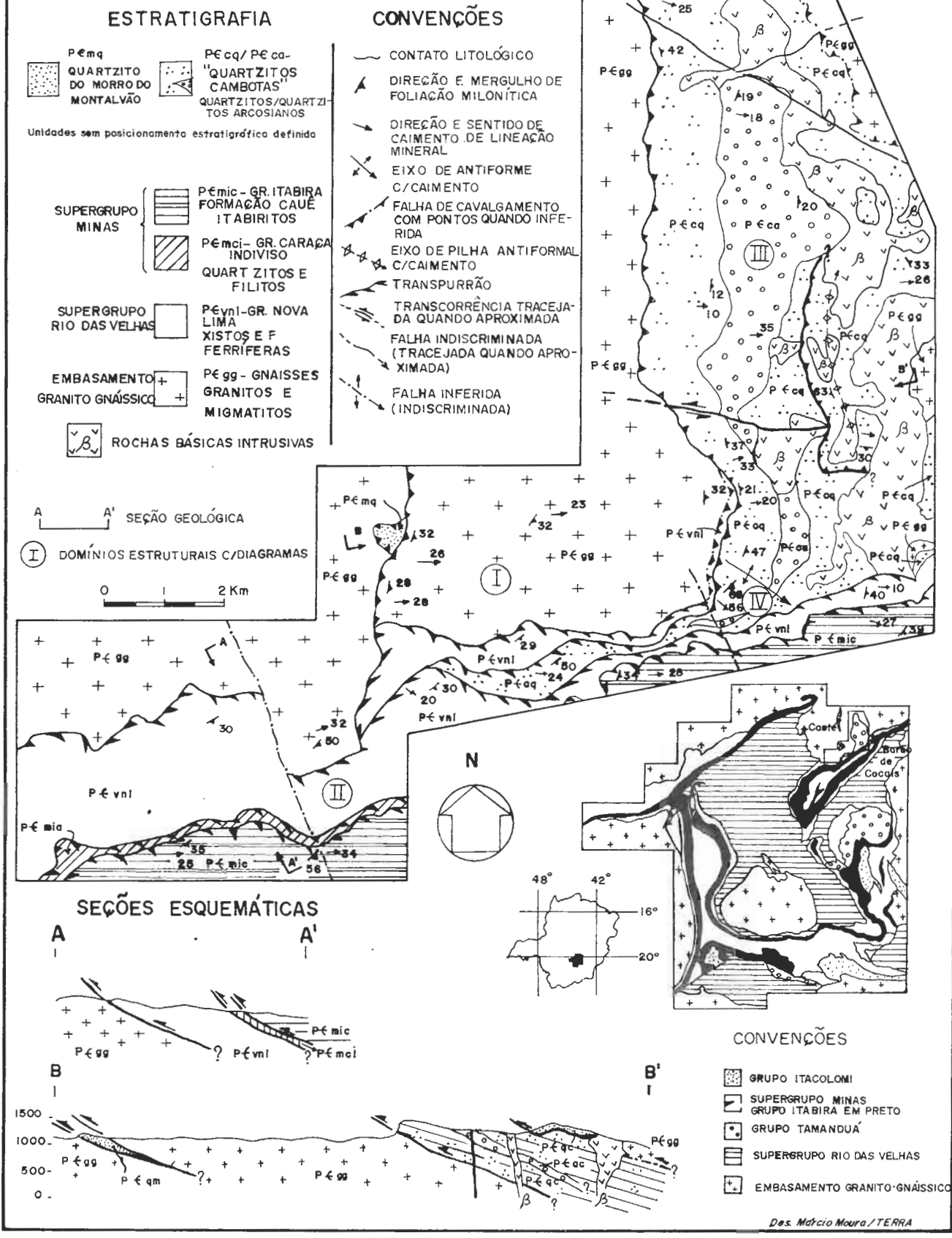
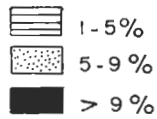
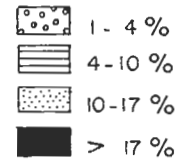
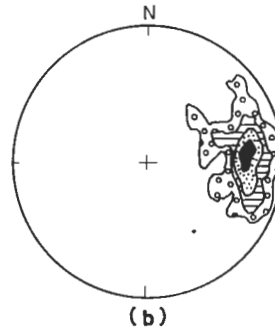


FIGURA 2 - DIAGRAMAS DE PÓLOS DE FOLIAÇÃO MILONÍTICA (a) E LINEAÇÃO MINERAL (b)

I COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

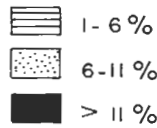
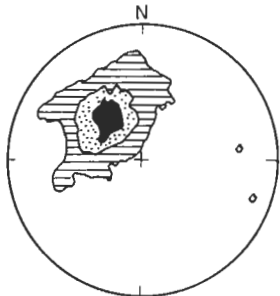


222 MEDIDAS
MÁX: N6E/60SE



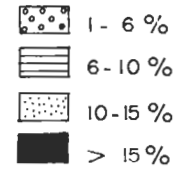
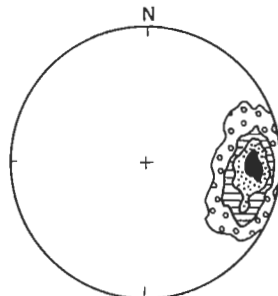
93 MEDIDAS
MÁX: S87E/27

II SUPERGRUPOS RIO DAS VELHAS E MINAS



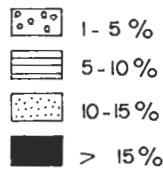
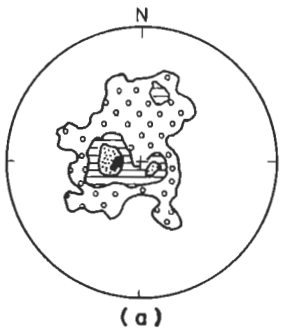
463 MEDIDAS
MÁX: N54E/27SE

(a) ◊ máximos de eixos de dobras



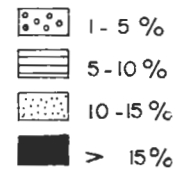
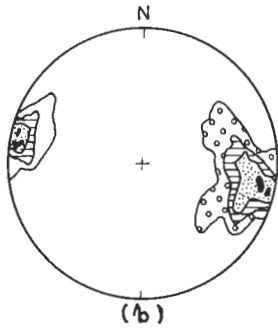
323 MEDIDAS
MÁX: N87E/24

III QUARTZITO CAMBOTAS



104 MEDIDAS
MÁX: N6W/22NE

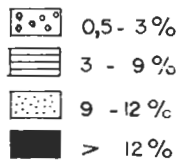
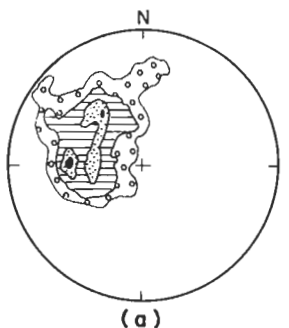
(a)



77 MEDIDAS
MÁX: S81E/9

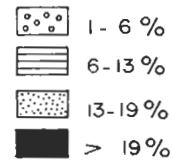
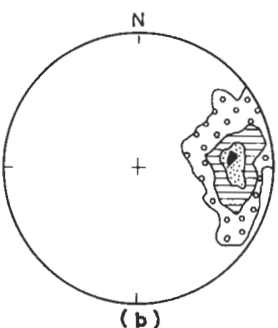
(b)

IV QUARTZITO CAMBOTAS - ZONA DE INFLEXÃO



136 MEDIDAS
MÁX: N5/45E

(a)



85 MEDIDAS
MÁX: N84E/30

(b)

METAMORFISMO EM ZONAS DE CISALHAMENTO NA FM. MOEDA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS E DEFORMACIONAIS

Lydia Maria Lobato, Carlos Alberto Rosière (Dept. Geologia-IGC-UFMG) e Bruno Fernando Riffel (CBMM - SP)

Ao sul do Sinclinal de Gandarela (Serra do Palmital), Quadrilátero Ferrífero, a Unidade I basal da Fm. Moeda é constituída por metaconglomerados na base, com intercalações de quartzitos grosseiros, passando a sericita quartzitos grossos no topo^{1,2}. Acha-se sobreposta, discordantemente, aos xistos do Gr. Nova Lima, em contato tectônico.

Zonas de cisalhamento dúctil ocorrem nesta Unidade, tendo sido desenvolvidas durante a fase de deformação D₁³. Essas são paralelas e subparalelas ao acamamento dos metassedimentos. Concentram-se, especialmente, na base da sequência, próximo ou no contato com os xistos do Gr. Nova Lima, sendo associados a cavalgamentos denominados, por Fernando F. Alkmim (com. verbal), como sistema Fundação.

As zonas de cisalhamento, com espessuras de poucos cm até metros, encaixam muscovita quartzitos médios a grossos, localmente conglomeráticos, e filitos da Unidade 1. A deformação impressa nos quartzitos caracteriza protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (P, M e U; classificação segundo⁴). A foliação milonítica (S₁) é definida pela orientação de muscovita e pirofilita, pelo estiramento do quartzo, e limitada por planos de cisalhamento que produzem uma foliação S_C (Fig.1). A deformação ainda é caracterizada por porfiroclastos ocelares e disformes de quartzo, comumente rotacionados, exibindo bandas e lamelas de deformação e sub-grãos. Seus bordos encontram-se parcialmente recristalizados, com sombras de pressão a quartzo e mica. São contornados pela foliação S₁, dando um aspecto anastomosado. A matriz tem textura granoblástica poligonal, com predomínio de mosaicos de quartzo de grã fina.

Porfiroblastos de cianita formam longos cristais prismáticos, como constituinte menor dos P (~0 a 5%) e essencial dos M e U, ocorrendo em até ~25%, orientados linearmente nos planos S_C, que por sua vez são paralelos a S₁³ (vide Foto 1). Nos M e U, a cianita aparece ao longo de fitas micáceas, sendo o contato mica/cianita muitas vezes brusco, com interpenetrações locais de mica ao longo deste (cianita ↔ pirofilita; Foto 2). Palhetas de pirofilita ainda ocorrem nas clivagens e paredes superior e inferior da cianita. Em alguns casos, essa substituição é muito avançada, dando lugar a massas lenticulares de palhetas não orientadas de pirofilita, formada tardiamente, onde por vezes observam-se finos restos de cianita disforme (Foto 3). A identificação das diferentes fases micáceas só foi possível através da investigação por microscópio eletrônico.

As observações mineralógicas indicam que: nos tipos praticamente sem deformação, onde a cianita é ausente, a mica é muscovita; nos P, onde cianita pode ou não ocorrer, e nos M e U, muscovita e pirofilita estão intercrescidas ao longo da foliação; a mica em contato brusco com cianita é muscovita; toda mica proveniente da substituição parcial ou completa da cianita é pirofilita. Assim caracterizam-se as seguintes reações: (1) 2 muscov + 6 qzto + 2 H⁺ ↔ 3 pirof + 2 K⁺; (2) 2 muscov + 2 H⁺ ↔ 3 cian + 3 qzto + 2 K⁺ + 2 H₂O; (3) pirof ↔ cian + 3 qzto + H₂O. As reações de

hidrólise da muscovita (1) e (2), no equilíbrio mineralógico do sistema $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, têm sido discutidas na literatura na forma de diagramas de fase. Estes são apresentados em termos de atividades de K^+ , Na^+ e H^+ existentes no fluido em equilíbrio com a mineralogia, a diferentes P e T, e em presença de quartzo.

As reações de hidrólise (1) e (2) envolvem perda de volume⁵. No caso da (2) esta perda é de ~35%⁶; dados experimentais indicam condições de T = 500°C e P = 5kbar^{7,8}. A reação (1) ocorre a 400°C em pressões de 3 a 5 kbar^{8,9}, e a (3) a partir de aproximadamente 420°C a 3kbar, 450°C a 4kbar e 470°C a 5kbar¹⁰.

A presença de cianita e pirofilita em metassedimentos aluminosos do QF foi anteriormente discutida em termos de seu quimismo e principais paragêneses ^{11,12}. Pelo presente estudo, conclui-se que esses minerais são sin-tectônicos, e formados em condições de P e T crescentes com o aumento da intensidade da deformação. A temperatura e pressão mínimas de formação se dão na faixa de 400°C a 3kbar, alcançando até 500°C a P de 5kbar (profundidade de ~15 Km), com redução de volume através da migração de H_2O e K^+ . A variação volumétrica relacionada à perda ou ganho de SiO_2 só pode ser efetivamente avaliada mediante o estudo do balanço químico de massa global⁵. Aparentemente, a rehidratação de cianita, com formação de pirofilita em fase tardi-tectônica, é por demais limitada para reestabelecer o equilíbrio volumétrico final.

A formação de milonitos e ultramilonitos, durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento nos quartzitos Moeda, está associada à reações que produziram, progressivamente, pirofilita e cianita, liberando grande quantidade de fluidos. Altas Pf, estabelecidas em tais condições, podem ter efeitos dramáticos no enfraquecimento das rochas ^{13,14}. Esses fluidos desempenharam importante papel no processo de "softening", levando à intensa recristalização do quartzo e diminuição do tamanho de seus grãos, resultando em uma deformação em condições superplásticas, o que pode ser constatado pelo baixo grau de orientação preferencial da trama cristalográfica¹⁵. O processo de "shear heating" também deve ser considerado, embora suas consequências ainda sejam pouco conhecidas ^{13, 16, 17}. Os efeitos do metamorfismo progressivo em zonas de cianita, cristalizando-se a T e P consideráveis, constitui um exemplo incomum na literatura geológica.

Os metaconglomerados piritosos auríferos da Fm. Moeda acham-se principalmente associados à Unidade I, com maiores concentrações a partir de 10 a 30 cm acima do contato com os xistos do Gr. Nova Lima². No caso do ouro ser transportado como complexos de bisulfetos (thio-complexos), em equilíbrio com pirita e pirrotita na faixa de 300°C, a solubilidade ao Au aumenta com a T, diminuição da acidez e aumento da fO_2 do fluido em equilíbrio com a mineralogia¹⁹. As reações metamórficas de hidrólise, associadas ao cisalhamento das rochas da Unidade I, ocorrem em equilíbrio com fluidos que evoluem no sentido da diminuição da acidez (menores valores de a_{H^+}), pela extração de K^+ das rochas. Portanto, as condições que vigoram nas zonas de cisalhamento são favoráveis à dissolução e transporte do Au para fora do sistema. Os baixos teores de Au, detectados nas faixas cisalhadas da Unidade I, confirmam tal suposição (José N. Villaça, com. verbal).

AGRADECIMENTOS:

Os autores agradecem a FINEP/PADCT pelo financiamento dentro do Projeto "Sinclinal do Gandarela" e a CBMM pelo acesso ao seu laboratório de microscopia eletrônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. VILLAÇA, J.N. 1981. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. SBG/MG, Bol. 2, p. 93-137.
2. RENGER, F.E.; DA SILVA, R.M.P. & SUCKAU, V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR.BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988, Anais...Belém, SBG, v. 1, p. 44-57.
3. ROSIERE, C.A.; NOCE, C.M. & LADEIRA, E.A. 1988. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, BELO HORIZONTE, Anais, SBG/MG, Bol. 7, p. 254-261.
4. SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J.L. geol. Soc. Lond., v. 133, p. 191-213.
5. HEMLEY, J.J. & JONES, W.R. 1964. Chemical aspects of hidrothermal alternation with emphasis on H metasomatism. Econ. Geol., v. 59, p. 538-569.
6. CHARMICHAEL, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartzo-bearing pelitic rocks. Contr. Miner. Petrol., v. 20, p. 244-267.
7. WINTSCH, R.P. 1975. Solid fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl . Jour. Petrol., v.16, p. 57-59.
8. BOWERS, T.S; JACKSON; K.J. & HEGELSON, H.C. 1984. Equilibrium activity diagrams for coexisting minerals and aqueous solutions at pressures and temperatures to 5 kb and 600°C. Springer Verlag, New York, 397 p.
9. MONTOYA, J.W. & HEMLEY, J.J. 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reaction. Econ. Geol., v. 70, p. 577-594.
10. TURNER, F.J. 1981. Metamorphic Petrology, 2nd Edition. Mc Graw Hill Book, Co., 524 p.
11. HERZ, N. 1978. Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 641-C, 81 p.
12. HERZ, N. & DUTRA, C.V. 1964. Geochemistry of some kyanites from Brazil. Am. Mineral., v. 49, p. 1290-1305.
13. WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D. & HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol., v. 2, p. 175-187.
14. FYFE, W.S.; PRICE, N.J. & THOMPSON, A.B. 1978. Fluids in the Earth's crust. Elsevier, New York, 383 p.
15. ROSIERE, C.A. 1981. Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito/ Minas Gerais Brasilien. Clausthaler Geow. Diss., V.9, 302 p.
16. WINTSCH, R.P. 1985. The possible effects of deformation on chemical processes in metamorphic fault zones. Metamorphic Reactions, Kinetics, Textures and Deformation. Advance in Physical Geochemistry, v. 4, Springer Verlag, New York, p. 251-268.
17. BRUN, J.P. & COBBOLD, P.R. 1980. Strain heating in shear zones. J. Struct. Geol., v.2, p. 149-158.
18. RUTTER, E.H. & BRODIE, K.H. 1985. The permeation of water in hydrating shear zones. Metamorphic Reactions, Kinetics... (vide 17), p. 242-250.
19. SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: R.P. Foster (ed.), Gold 82: Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Balkema, Rotterdam, p. 165-182.

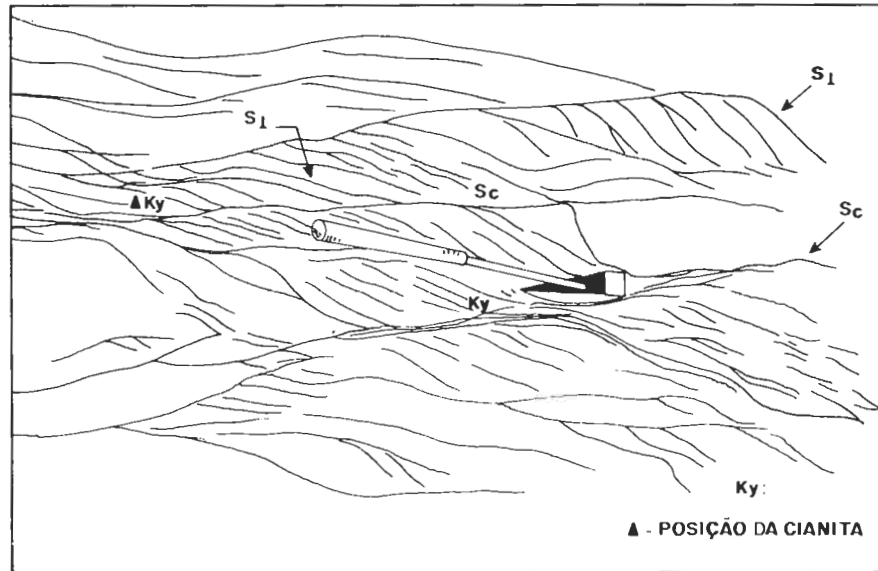


Fig. 1: Zonas de cisalhamento, com foliação milonítica (S_1) e superfícies de cisalhamento (S_c), que coalescem próximo à cabeça do martelo. Cianita preferencialmente nas faixas de maior deformação.

Foto 1: Passagem brusca de zona protomilonítica a milonítica. Nesta, note recristalização intensa e desenvolvimento de cianita nos planos de cisalhamento.

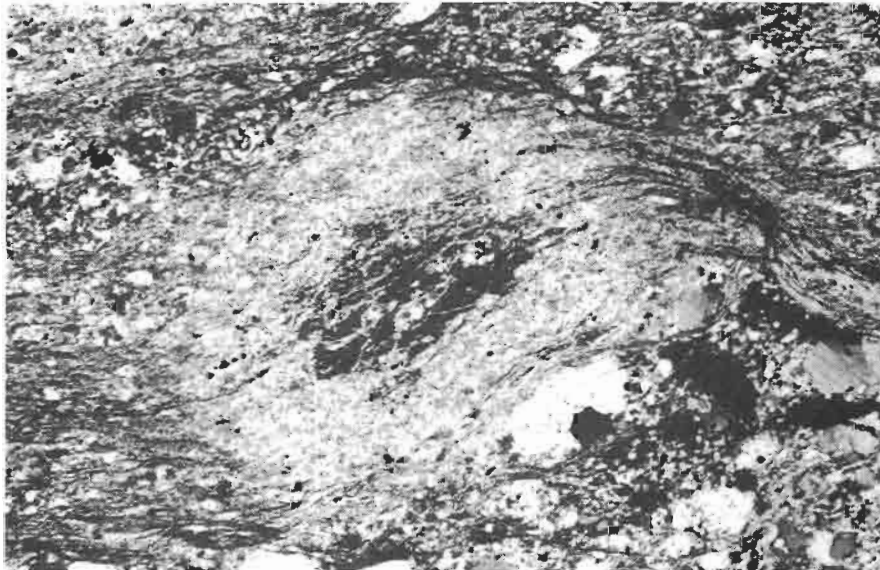
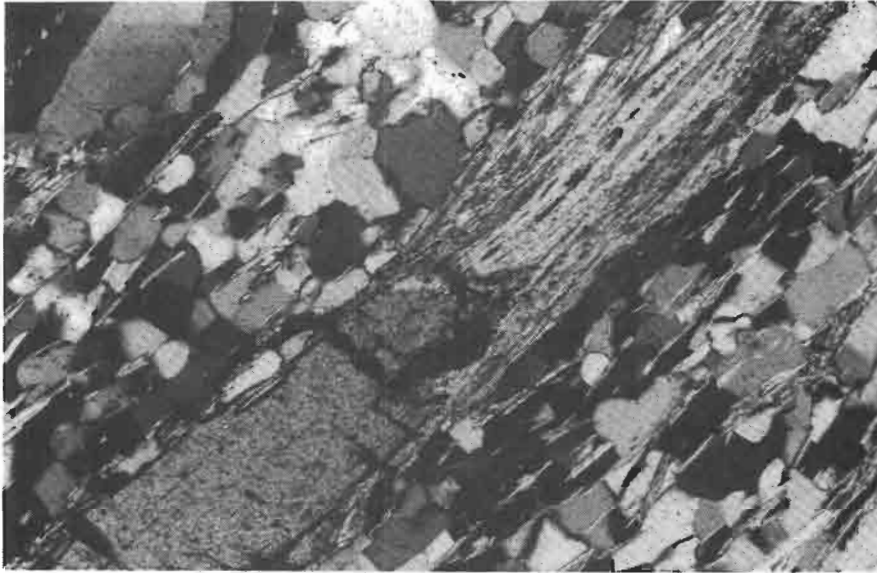


Foto 2: Cianita ao longo de fita micácea (muscovita e pirofilita) em ultramilonito. Note a interdigitação dos minerais paralelamente aos planos de cisalhamento.

Foto 3: Alteração retrometamórfica de cianita porfiroblástica em pirofilita. Note a aleatoriedade na orientação das palhetas de pirofilita.

ASPECTOS DEFORMACIONAIS E RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS NA MINA DE CONCEIÇÃO, DISTRITO FERRÍFERO DE ITABIRA, MINAS GERAIS.

Carlos Roberto de Souza Filho (IG-UNICAMP), Luiz Cláudio Ribeiro Rodrigues (IG-UnB), Farid Chemale Jr. (DEGEO-UFOP), Fernando Flecha Alkmim (DEGEO-UFOP).

I. INTRODUÇÃO

A Mina de Conceição encontra-se inserida no denominado Distrito Ferrífero de Itabira, a cerca de 20 Km a NE do Quadrilátero Ferrífero, localizando-se à aproximadamente 100 Km de Belo Horizonte, entre as coordenadas 19°40'15" e 19°41'30" de latitude S e 43°13'30" e 43°14'30" de longitude W (fig.1).

A primeira referência a estudos realizados na região de Itabira remonta a HARDER & CHAMBERLIM (1915). Detalhes sobre o contexto geológico regional e local foram reportados por DORR & BARBOSA (1963), aos quais seguem-se um grande número de trabalhos em diferentes níveis de investigação (SCHORSCHER & GUIMARÃES, 1976; CARBONARI et al., CHEMALE Jr. & QUADE, 1986; CHEMALE Jr. et al., 1987; entre outros).

O presente trabalho tem como escopo principal a análise estrutural da Mina de Conceição, com base em mapeamento na escala 1:5.000, bem como acrescenta dados sobre relações litoestratigráficas e metamorfismo das unidades lá aflorantes.

II. CONSIDERAÇÕES SOBRE A LITOESTRATIGRAFIA

Tendo em vista que, para a região de Itabira, os autores que a mapearam divergem no tocante a disposição e denominação das diversas unidades litoestratigráficas, optou-se por caracterizá-las e subdividi-las segundo a estratigrafia padrão, estabelecida por DORR & BARBOSA, op cit. (fig.2). Ainda que seja incerta a ligação destas unidades com aquelas presentes no Quadrilátero Ferrífero, ressalta-se que litologicamente guardam estreita similaridade. As seguintes unidades ocorrem em Itabira (da base para o topo):

SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS - GRUPO NOVA LIMA: compreende quartzo-sericita-clorita xistos +/- biotita filitos sericíticos, filitos hematíticos, filitos caolínicos e, subordinadamente, corpos lenticulares de quartzitos e quartzitos ferruginosos; SUPERGRUPO MINAS - GRUPO ITABIRA: composto por diversas variedades de BIF'S (principalmente itabiritos) e corpos de hematita compacta (Formação Cauê); GRUPO PIRACICABA: representado por quartzitos sericíticos, quartzitos ferruginosos, filitos sericíticos e carbonosos (Formação Cercadinho-Fecho do Funil);

As unidades descritas apresentam-se concordantes ao longo de grandes exposições. Entretanto, as superfícies de contato entre as mesmas são nitidamente de natureza tectônica, como atestam a presença de transposições, o paralelismo generalizado das estruturas e a dominância da foliação milonítica.

Completando o quadro litoestratigráfico da área, ocorre na porção SSW da mina, um corpo intrusivo com orientação E-W, que corta as seqüências do Grupo Nova Lima e do Grupo Itabira. Apresenta composição básica destacando-se por conter mineralogia e texturas ígneas primárias preservadas, consequência de sua introdução pós-tectônica.

III. DEFORMAÇÃO

O inventário estrutural da área em estudo é reflexo da superposição de três fases deformacionais de domínios distintos, que afetaram o conjunto de litologias previamente descritos (exceto a intrusiva).

O acervo de estruturas concernentes ao que convencionou-se denominar FASE 1 (conotação local), refere-se a uma deformação em domínio dúctil, de caráter heterogêneo e incremental. Reconhece-se como produtos principais desta deformação de natureza cisalhante, uma foliação penetrativa em todos os níveis ao lado de marcante lineação de estiramento. As principais estruturas relativas a esta fase são: a)-foliação em posição paralela à superfície axial de dobras isoclinais recumbentes, que muitas vezes evolui para uma foliação milonítica; b)-lineação de estiramento (Le) e lineação mineral (Lmin), concentrações máximas em torno de N70E-39 (fig. 4b); c)-lineação de intersecção (Lint), correspondendo ao traço de S1 sobre S0, com orientação em torno de ENE (máximo N60E/42)-fig. 4c; d)-zonas de cisalhamento discretas no interior das BIF's, dando origem a estruturas acilíndricas, do tipo dobra em bainha (alongamento paralelo à Le e Lmin); e)-falhas de rasgamento com direção segundo ENE-WSW.

A FASE 2, também de característica dúctil, responsabiliza-se pela geração da grande estrutura da Mina de Conceição - o Sinclínório de Conceição - cujo alongamento e eixo dispõe-se segundo a direção ENE - SSW (N72E/32) e por um dobramento generalizado da foliação (figs.3 e 4a).

Finalizando o arcabouço estrutural da área, reportam-se elementos concernentes à FASE 3, os quais desenvolveram-se num domínio crustal pouco profundo, de natureza algo mais frágil (dúctil-rúptil), também em condições de deformação heterogênea. Comumente observam-se relativos a essa fase: clivagem de crenulação e espaçada, dobras suaves "kink-bands" (fig. 4d).

As estruturas correspondentes a essas três fases podem ser enquadradas em um único evento deformacional, de caráter heterogêneo, progressivo e diferencial, com transporte tectônico segundo ENE-SSW. Nesta análise os seguintes fatores devem ser fundamentalmente considerados: a)- o contraforte a W, representado em primeira instância pelo Meta-granito Borrachudo, provavelmente atuou no estilo deformacional da área, nucleando as estruturas segundo a direção ENE-SSW (a grande estrutura da Mina de Conceição não pode ser explicada simplesmente como correspondendo à uma estrutura complexa gerada em condições extremamente plásticas); b)- os contatos são indubitavelmente de natureza tectônica; c)- a lineação mineral e de estiramento são estatisticamente constantes; d)- o cisalhamento se processou em domínios crustais distintos.

Muito embora a hipótese acima descrita consiga explicar grande parte do cenário estrutural da área, um modelo polideformacional com esforços vindo inicialmente de ENE-WSW, passando posteriormente à orientação ESE-WNW não pode ser descartado sem que se realize estudos de

âmbito regional. Ressalta-se, em correspondência a este modelo, que a lineação de intersecção (paralela ao eixo das dobras) tem praticamente a mesma direção das lineações mineral e de estiramento, evidenciando compressão segundo ESE.

O metamorfismo que acompanha esta deformação como um todo não ultrapassa as condições de fácies xisto-verde, muito embora MULLER et al. (1982) trabalhando com isótopos de oxigênio advogue temperaturas da fácies anfíbolito. Estudos petrográficos e microquímicos revelam que as litologias apresentam as seguintes paragêneses principais: clorita + sericita + quartzo +/- biotita e clorita + albita (An 0,5-2,0) + actinolita + quartzo.

IV. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

1. Não reconhecem-se na Mina de Conceição litologias correlacionáveis ao Grupo Caraça (em concordância à CHEMALE Jr. & QUADE, 1986);
2. Os contatos entre as unidades estratigráficas são de natureza tectônica;
3. O conjunto de estruturas observadas podem ser fruto de um único pulso, num regime de deformação incremental, que se processou em diferentes níveis crustais;
4. O estilo deformacional do Distrito provavelmente encontra-se comprometido a um contraforte representado pelo Metagranito Borrachudo;
5. O estudo do metamorfismo que acompanha a deformação indica condições de fácies xisto-verde.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARBONARI, F.S.; BORGES, N.R.A.; COELHO, L.H.; FERREIRA, J.A.; POLÔNIA, J.C.; VALE, C.B.P.-1989- Iron Ore Deposits of the Itabira District Brazil. Economic Geology (in press).
- CHEMALE Jr., F.; QUADE, H.; CARBONARI, F.S.-1989- Economic and Structural Geology of the Itabira Iron District, Minas Gerais, Brazil. Zentr. Geol. Pal., V.I (7/8): 743-752.
- CHEMALE Jr., F. & QUADE, H.-1986- Estratigrafia e Geologia Estrutural do Distrito Ferrífero de Itabira, Minas Gerais. In: CON. BRAS. GEO., 34, Goiânia, 1986. Anais do XXXIV Con. Bras. Geol. Goiânia, 2:987-998.
- DORR II, J.V.N. & BARBOSA, A.L.M.-1963- Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brasil. U.S.G. Prof. Pap. 341-C:110pp.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIM, R.T.-1915- The Geology of Central Minas Gerais, Brazil. Journal of Geology, 23(4): 341-378 e 23(5): 385-424.
- MULLER, G.; SCHUSTER, A.; HOEFS, J.-1982- Oxigen Isotope Variations in Brazil. Rev. Bras. Geoc., 12 (1-3):348-355.
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARAES, P.F.-1976- Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Belo Horizonte, 1976. Roteiro das Excursões, Belo Horizonte, p.:75-86.

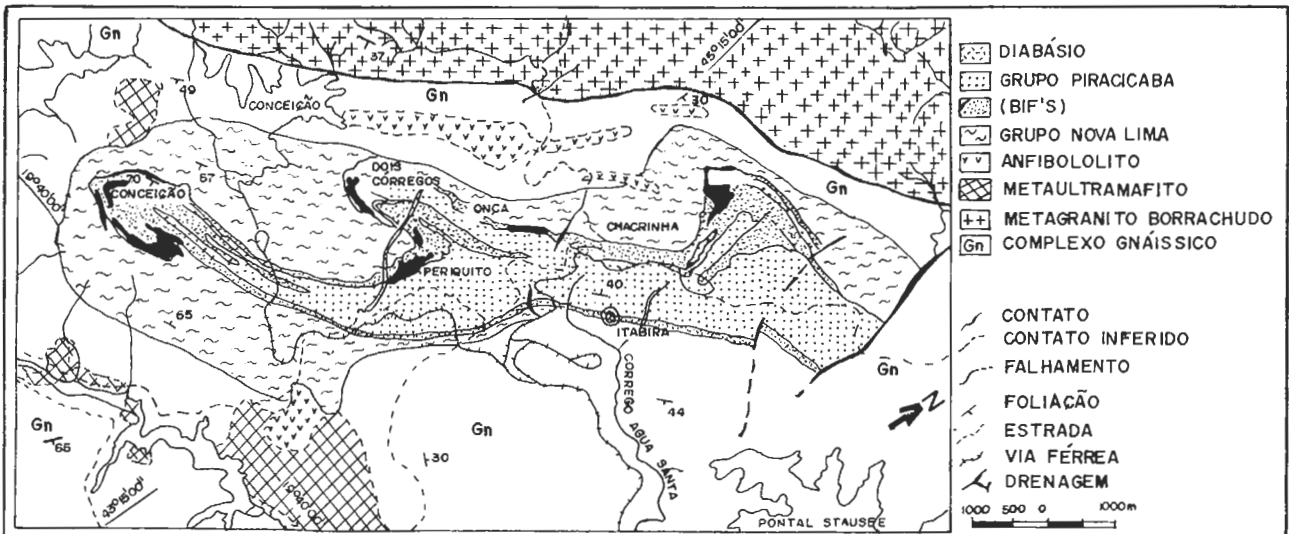


FIG.1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DO DISTRITO FERRÍFERO DE ITABIRA (MODIFICADO DE DORR E BARBOSA, 1963).

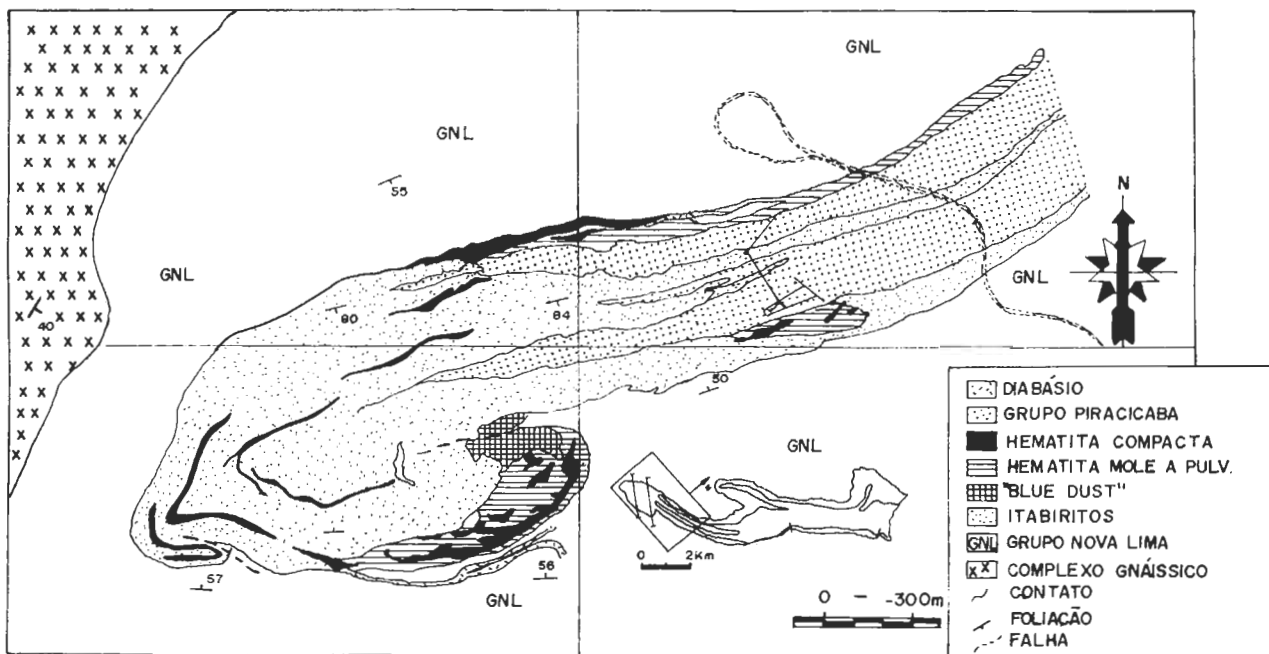


FIG.2 : MAPA GEOLÓGICO DA MINA CONCEIÇÃO

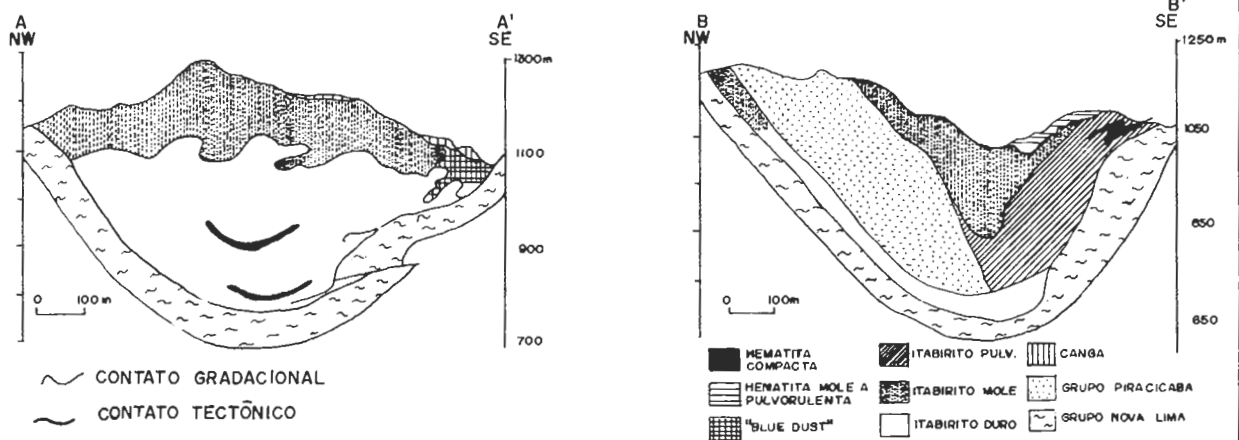


FIG. 3 : PERFIS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS DA MINA DE CONCEIÇÃO.

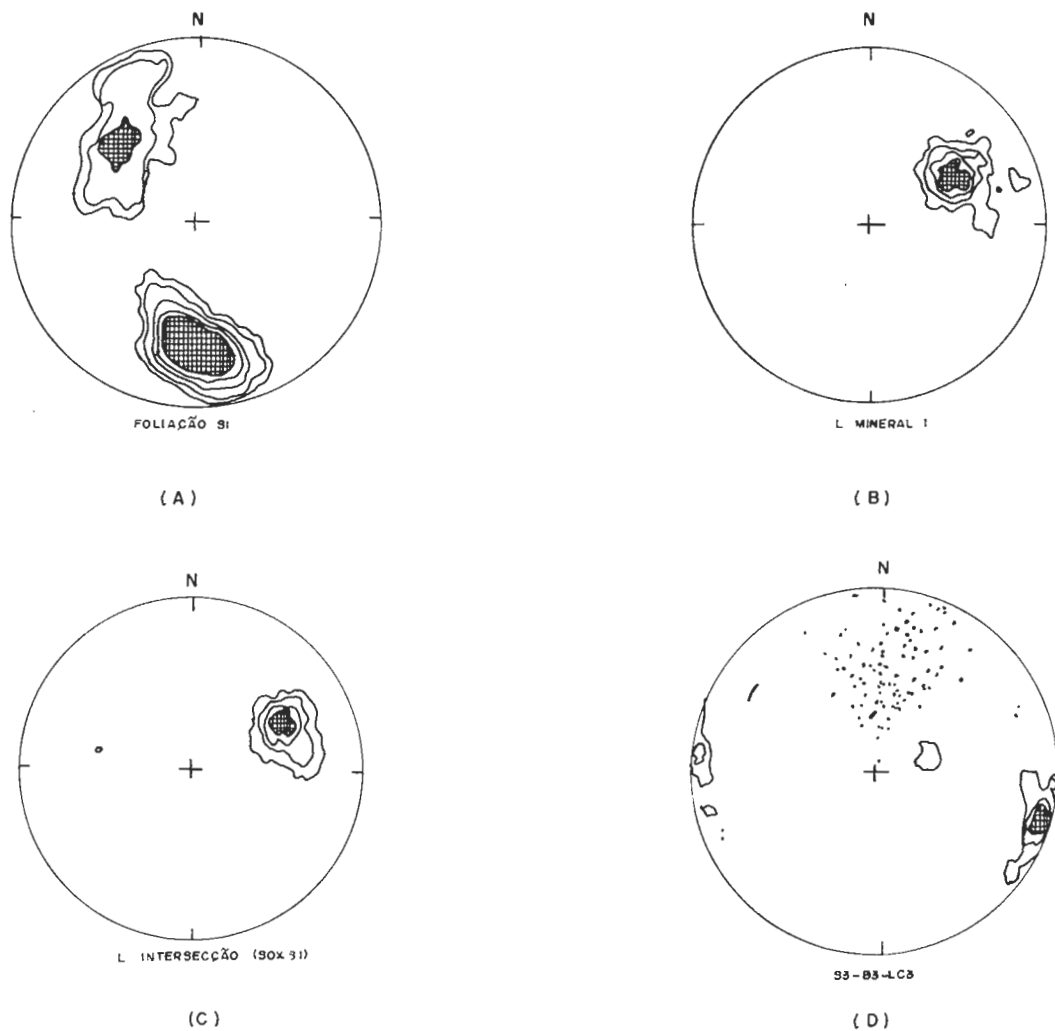


FIG. 4 : DIAGRAMAS ESTEREOGRÁFICOS. REPRESENTATIVOS DA DEFORMAÇÃO.

A JAZIDA DE MACAQUINHO E A QUESTÃO DA IDADE DAS JAZIDAS DE BAUXITA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.

César A. C. VARAJÃO - DEGEO/ESCOLA DE MINAS/UFOP

Bruno BOULANGE - ORSTOM - IG/USP

Adilson CARVALHO - IG/USP

INTRODUÇÃO - No Quadrilátero Ferrífero se encontram vinte e quatro pequenos depósitos de bauxita totalizando cerca de dez milhões de toneladas. Através de um estudo comparativo fundamentado nas características químicas e morfológicas dos depósitos Varajão (1988a) definiu quatro depósitos-tipo: Morro do Fraga (vertente), Vargem dos Óculos (depressão, Varajão 1988b) e, Batatal (Varajão et al. 1988) e Macaquinho (platô).

A jazida de bauxita da Fazenda Macaquinho se localiza no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, à cerca de 11 Km do distrito de Santa Rita Durão, município de Mariana.

Geologicamente, encontra-se sobre a Chapada do Canga, extenso platô recoberto por couraças que, segundo MAXWELL (1972), foram desenvolvidas a partir da laterização dos sedimentos pertencente à Formação Fonseca, constituída, da base para o topo, por linhitos, sedimentos arenosos e argilosos, fossilíferos (GORCEIX 1884), de idade eocênica (LIMA & SALARD-CHEBOLDAEFF 1981).

A jazida Macaquinho se situa na borda sul do platô (Figura 1), sendo constituída por um corpo de minério uniforme, seja quanto à sua espessura (6 m), seja com relação à distribuição das fácies estruturais de couraça presentes no perfil, da base para o topo: fácies pseudobrechóide/friável, fácies maciça alumino-ferruginosa e fácies nodular (Figura 2).

CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA, QUÍMICA E MINERALÓGICA DAS FÁCIES

a) Fácies Pseudobrechóide/Friável: Bauxita marrom-avermelhada, heterogênea, pouco dura a friável, textura granular (areia fina), porosa

(5%), porosidade fina(1 mm), poros preenchidos total ou parcialmente por um material bege de aspecto ceroso. Nos locais mais friáveis, ocorre acumulação de um material branco de aspecto cristalino, e, finalmente, podem ser identificados pequenos grãos de quartzo (1 mm).

As partes marrons-avermelhadas correspondem, microscopicamente, a um conjunto de nódulos reliquiais de um plasma (Brewer 1964) marrom, envolvidos em um plasma amarelo muito poroso (20%) e manchas brancas, que conferem a este plasma um aspecto granular. Nas partes friáveis, nota-se, macroscopicamente, um aumento de porosidade (10 a 15%) e, microscopicamente, uma ferruginização dos tipos de plasma descrito acima.

A fácies pseudo-brechóide-friável caracteriza-se, pois, por constituir-se de blocos de bauxita pouco dura, com textura granular, entremeados por uma bauxita friável, notável por seu aspecto pedoturbado e por seu alto teor de quartzo.

b) Fácies maciça alumino-ferruginosa: A fácies maciça alumino-ferruginosa constitui uma bauxita heterogênea, cor marrom-avermelhada com manchas amarelas, dura, compacta, porosa a vacuolar, porosidade média (1 a 5 mm), cujas cavidades se encontram, total ou parcialmente, preenchidas por material de cor bege de aspecto ceroso, e localmente recortada por fissuras preenchidas pelo mesmo material.

Microscopicamente, observa-se a persistência dos grãos de quartzo distribuídos em um plasma marrom-escuro, correspondente aos volumes macroscopicamente definidos como marrons-avermelhados.

c) Fácies Nodular: Esta unidade se constitui por nódulos (80%), cuja constituição interna é idêntica à da unidade sotoposta, cujas espaços intersticiais encontram-se preenchidos por uma matriz siltico-argilosa de cor marrom-avermelhada (20%).

CONCLUSÕES - A jazida de bauxita da Fazenda Macaquinho caracteriza-se por constituir um depósito de platô, cujo corpo de minério apresenta uma distribuição uniforme das fácies. Não foi possível constatar feições que permitissem atestar uma filiação entre as fácies pseudobrechóide/friável e a fácies maciça alumino-ferruginosa; embora a nível de afloramento, localmente, as relações de contato sugere-

rem que a fácies pseudobrechóide/friável corresponda a uma degradação da fácies maciça alumino-ferruginosa.

Cabe enfatizar que, dentre as jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, a da Fazenda Macaquinho constitui um depósito conspícuo, seja pelas características texturais (granular, aspecto pedoturba do), seja em relação às características químicas e mineralógicas, no que se refere aos altos teores de SiO_2 , devido à presença de grãos de quartzo, relacionados à natureza sedimentar do protominério.

Finalmente considerando-se a idade eocênica dos sedimentos Fonseca e que as jazidas do Quadrilátero Ferrífero apresentam características texturais, químicas e mineralógicas semelhantes (Varajão 1988a), podemos sugerir que estas sejam contemporâneas e apresentam uma máxima eocênica.

BIBLIOGRAFIA:

- BREWER, R. - 1964 - Fabric and mineral of soils. New York, John Willey and Sons. 470 p.
- GORCEIX, H. - 1884 - Bacia terciária de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Gerais, Brasil. An. Escola de Minas, 3: 75-92.
- LIMA, M.R. & SALARD-CHEBOLDAEFF, M. - 1981 - Palynologie des bassins de Gandarela et Fonseca (Eoceno de l'etat de Minas Gerais). Bol. IG=USP, 12: 33-54.
- MAXWELL, C.H. - 1972 - Geology and oze deposits of the Alegria district. Minas Gerais. Brazil. Washington, U.S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 72 p. (341-J).
- VARAJÃO, C.A.C. - 1988a - Estudo comparativo das jazidas de bauxita do Quadrilátero Ferrífero, MG. São Paulo, USP, Tese de Mestrado 232 p. (inédito).
- VARAJÃO, A.F.D.C. - 1988b - Gênese das jazidas de caulinita e bauxita de Vargem dos Óculos, Quadrilátero Ferrífero, MG. São Paulo, USP, Tese de Mestrado, 168 p. (inédito).
- VARAJÃO, C.A.C.; BOULANGÉ, B.; CARVALHO, A. - 1988b - Caracterização micromorfológica das fácies estruturais da jazida de bauxita da Serra do Batatal, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGR. GEOL.,

35, Belém, 1988. anais ... Belém, SBG, Vol. 4, p. 1823-1833.

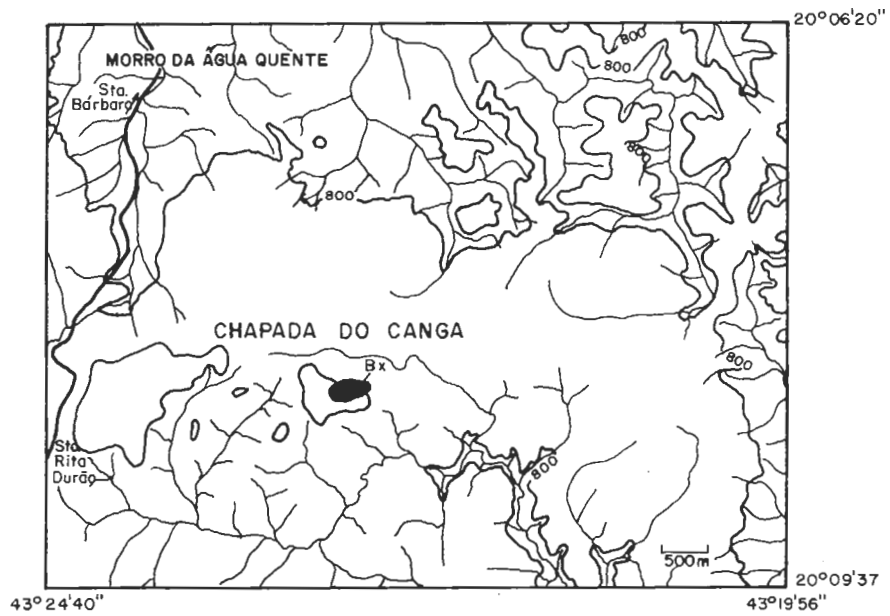


Figura 1— Mapa topográfico dos arredores da Chapada do Canga com localização da jazida de bauxita de Macaquinho.

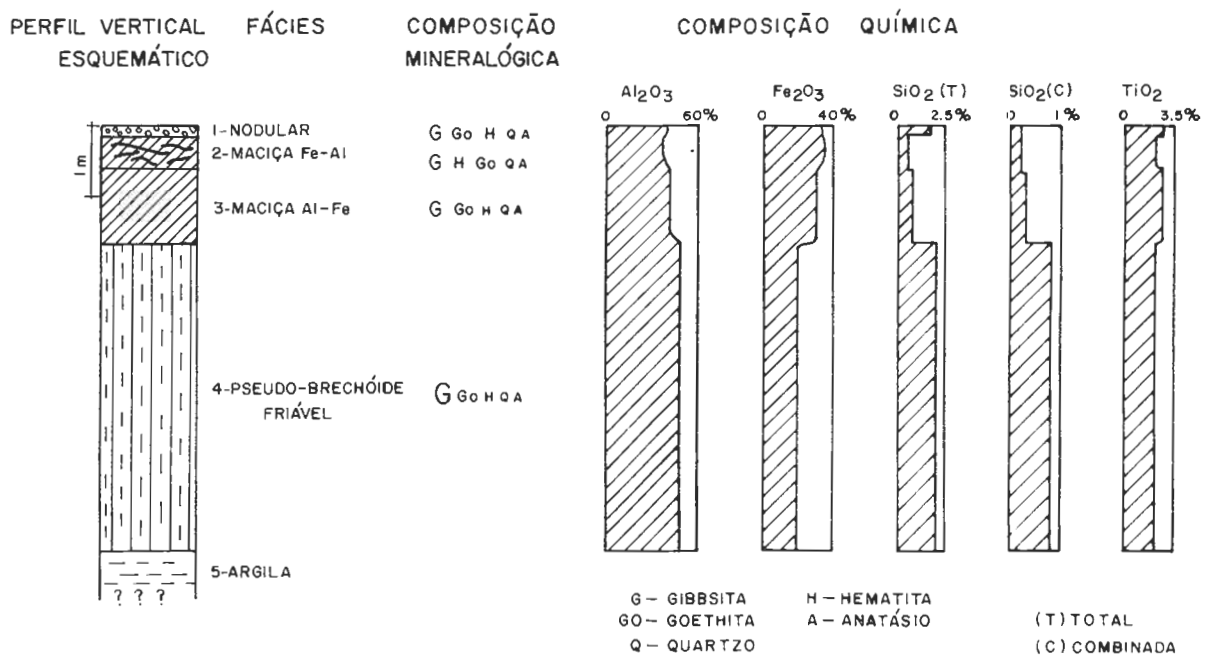


Figura 2— Composição química e mineralógica das fácies bauxíticas da jazida de Macaquinho.

Ocorrência de Crostas Lateríticas e Depósitos Aluvionares Auríferos nas proximidades da cidade de Mariana, Minas Gerais

Paulo de Tarso Ferro de Oliveira Fortes

Instituto de Geociências - UnB

1- Introdução

O Quadrilátero Ferrífero é bastante conhecido por numerosos depósitos minerais, dentre os quais se destacam várias minas de ouro primário.

A extração de ouro secundário em depósitos aluvionares na região, através da atividade garimpeira, teve início no século XVIII e se mantém até os dias de hoje.

Estudos recentes de crostas lateríticas auríferas no Brasil têm contribuído para o surgimento de minas de pequeno porte (Rao e Barros, 1982).

Este trabalho apresenta um estudo preliminar de crostas lateríticas e depósitos aluvionares auríferos nas margens do Rio Gualaxos do Norte, na região de Mariana, Minas Gerais.

2- Geologia Regional e Local

A área estudada está situada à nordeste da cidade de Mariana, próximo a Bento Rodrigues e Camargos (fig. 1). Ali ocorrem rochas dos Grupos Nova Lima e Maquiné, Supergrupo Rio das Velhas (Dorr II, 1969; Ladeira, 1980).

Lima et alli (1974) definiram na área estudada gnaisses biotíticos como constituintes principais do embasamento. O Grupo Nova Lima foi caracterizado por xistos grauvaquianos com meta-jaspilitos, anfibolitos e meta-basitos e o Grupo Maquiné por quartzito micáceo conglomerático e xisto granatífero.

3- Crostas Lateríticas

As crostas lateríticas estudadas foram coletadas nas margens do Rio Gualaxos do Norte (fig. 1).

O conceito de crostas lateríticas aqui adotado é aquele proposto por Rao (1987): "Crostas lateríticas são coberturas compactas endurecidas formadas a partir de qualquer tipo de rocha, com uma coloração marrom-escuro, indicativa de abundância de goethita, tanto predominando quanto como material intergranular entre fragmentos de rochas ou bandas ou nódulos constituídos de variada mineralogia e petrografia. Tais crostas são usualmente autóctones, mas podendo ser transportadas, em ambos os casos indicando a natureza da rocha subjacente ou nas proximidades."

A descrição das amostras é adaptada do modelo proposto por Rao (1984), que inclui formas nodulares, fragmentos brechosos, bandas e matriz como principais elementos estruturais e texturais das crostas lateríticas.

As amostras foram analisadas macro e microscopicamente, tendo sido ainda submetidas a difração de raios-X.

As formas nodulares são predominantemente não concrecionárias, sendo aproximadamente esféricas, elipsóides ou discóides. Apresentam coloração cinza com brilho metálico, marrom-escuro e mais raramente amarelada, sendo respectivamente ricas em óxido de ferro, hidróxido de ferro e provavelmente hidróxido de alumínio. Os óxidos de ferro predominam e são representados por hematita e subordinadamente maghemita, sendo comum a presença de resquícios de magnetita. O hidróxido de ferro é a goethita, sendo predominantemente não concrecionária. Goethita concrecionária, às vezes radial, capta tanto formas nodulares quanto fragmentos de quartzo. Os nódulos correspondem de 5 a 15% em volume nas amostras.

O termo fragmento utilizado neste trabalho engloba tanto aqueles arredondados quanto aqueles angulosos. Fragmentos de quartzo, hialino ou não, arredondados à sub-angulosos, variam de 0,1 a 5,5 cm de comprimento, correspondendo a 20-35% em volume. Fragmentos de rochas (filitos, xistos e quartzitos ferruginosos ou não), são geralmente arredondados a sub-arredondados, correspondendo a 5-15% em volume.

A matriz (material intergranular) tem coloração marrom-avermelhada, sendo composta essencialmente por hidróxido de ferro concrecionário e fragmentos angulosos de quartzo hialino e nódulos de óxido e hidróxido de ferro menores que 0,1 cm. Varia de 60 a 90% em volume.

A análise dos difratogramas obtidos caracterizou a mineralogia essencial (quartzo, hematita, maghemita e goethita), não revelando a presença de ouro.

As amostras estudadas podem ser classificadas como do tipo heterolítico suportado por matriz e com texturas nodular e angular, segundo o modelo de Aleva (1983). Segundo o diagrama triangular de Rao et alii (1983) (fig. 2), as amostras podem ser classificadas como laterita brechóide.

As características estruturais e texturais descritas, aliadas a uma estratificação plano-paralela visível no campo (foto 1) e ao fato de o local de coleta das amostras ser tipicamente um paleo-alúvio, indicam que as crostas lateríticas estudadas representam porções de um paleo-alúvio lateritizado. Aluviões submetidos a processos de lateritização foram descritos por Rao (1987) no estado de Goiás, apresentando características muito semelhantes às identificadas neste trabalho.

O ouro ocorre preferencialmente associado aos fragmentos de quartzo que compõem a matriz, estando neles incluso, e em média com 3 a 5 μ de comprimento, podendo atingir até 10 μ . Mais raramente o ouro ocorre associado à goethita na matriz, próximo a nódulos não concrecionários de goethita, estando aparentemente mais desenvolvidos, em média com 7,5 μ de comprimento, podendo atingir até 15 μ .

4- Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares próximos a Bento Rodrigues são os que atualmente concentram atividade garimpeira na região de Mariana (fig. 1). A profundidade atingida nos garimpos gira em torno de 10 m, na qual os garimpeiros identificam um nível argiloso (foto 2). Cachimbos de cerâmica, facões, batéias de madeira e outros achados comprovam a existência de atividade garimpeira em tempos passados. Segundo alguns garimpeiros a produção semanal de ouro é em torno de 200g, apesar de outros afirmarem não passar de 20g. O ouro ocorre com formas e tamanho variados, de alguns poucos milímetros.

Alguns quilômetros rio abaixo, foram coletados concentrados de batéia em depósitos aluvionares (fig. 1). A separação de minerais pesados com imã revelou que cerca de 60% do material é constituído por magnetita muitas vezes octaédrica. O restante é representado por hematita (especularita é comum) e goethita. Os minerais leves são principalmente o quartzo, granada, mica e topázio. A análise microscópica dos concentrados revelou a presença de raros grãos de ouro, muito finos (de 0,1 a 0,3 mm) e de morfologia bastante irregular e variada. Muito provavelmente o ouro ocorre mais grosseiro a profundidades superiores a 1,0 m.

- Agradecimentos

Agradeço ao Prof. Bhaskara Rao pelas discussões e incentivo, à Profa. Maria Adusumilli e ao técnico Ilton pelo apoio nos raios-X, ao geólogo Luiz Cláudio Ribeiro Rodrigues pela colaboração e discussões nos trabalhos de campo, à Sílvia pelos desenhos e ao sr. Edios Ribeiro da Silva pela hospitalidade e acesso à área.

- Referências Bibliográficas

- . Aleva, G.J.J.-1983- Suggestions for a systematic structural and textural description of lateritic rocks. Lateritisation Processes, 2nd.Int.Sem.Lat.Proc, USP, pp 443-454
- . Dorr II, J.V.N.-1969- Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. DNPM-USGS, Prof. Paper 614-A
- . Ladeira. E.A.-1980- Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. PhD Th., Univ. Western Ontario, Canada
- . Lima, J.O.A., Ferreira, C.M. e Schmidt, J.C.-1974- Relatório final do mapeamento do setor G da Geotransversal E-W. Convênio DNPM-UFOP (inédito)
- . Rao, A.B.-1984- Lateritic classification for exploration applied mineralogi.Proc. 2nd.Int.Cong.Appl.Min. in the Min.Ind., Los Angeles, California, pp 951-964
- . Rao, A.B.-1987- Lateritised gravel bed: a new horizon for lateritic gold? Chem. Geol., 60, pp 287-291
- . Rao, A.B. e Barros, J.G.C.-1982- Perspectives of small scale mining in development countries: brazilian examples. AGID News, Special Issue, no 30, pp 19-25
- . Rao, A.B., Barros, J.G.C. e Adusumilli, M.S.-1983- Lateritic Gold Project. Lat. Proc., Proc.2nd.Int.Sem.Lat.Proc., USP, pp 156-176



FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA



- SUPERGRUPO MINAS
- GRUPO MAQUINÉ XISTO GRANATÍFERO
- QUARTZITO MUSCOVÍTICO
- GRUPO NOVA LIMA
- EMBASAMENTO
- CIDADE
- DRENAGEM



- 1 GARIMPOS
- 2 CROSTAS LATERÍTICAS E DEPÓSITOS ALUVIONARES ESTUDADOS

Segundo Lima et alli (1974)

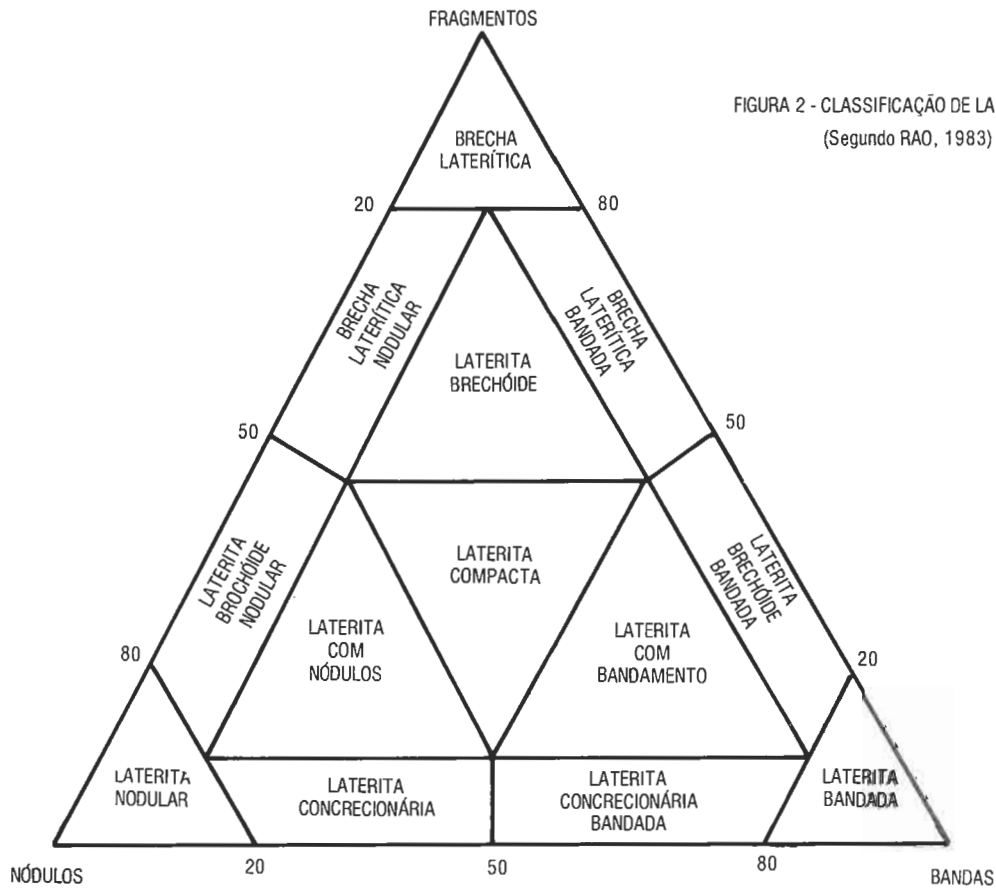


FIGURA 2 - CLASSIFICAÇÃO DE LATERITOS (Segundo RAO, 1983)

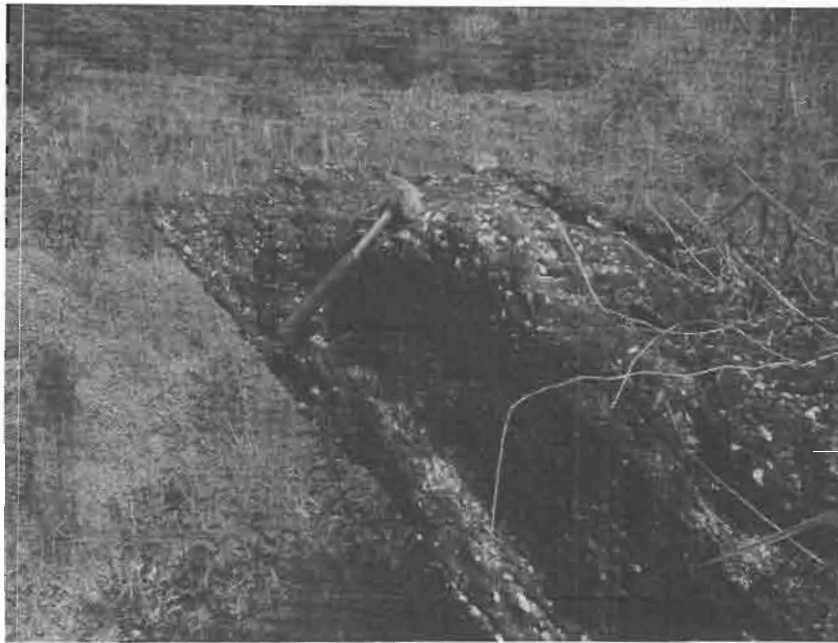


Foto 1- Bloco de crosta laterítica com estratificação plano-paralela



Foto 2: Vista de um garimpo atualmente em atividade em depósito aluvionar no Rio Gualaxos do Norte, próximo a Bento Rodrigues

VARIAÇÃO NO ESTADO DE OXIDAÇÃO DOS
DOLOMITOS NO SINCLINAL MOEDA-DOM BOSCO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

F.R.Pires e L.M.Fraga
UFRJ - Departamento de Geologia

INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho, é o de descrever o modo de ocorrência dos dolomitos das Formações Gandarela e Fecho do Funil na área do Sinclinal Moeda-D.Bosco e discutir sobre a variação do seu estado de oxidação monitorado pela cor dos dolomitos e presença de fases ricas em Fe. A existência de filitos carbonosos e sua variação no conteúdo de carbono igualmente refletem as mudanças no estado de oxidação e de facies sedimentar.

LITOLOGIA

Os dolomitos que se encaixam nos Gr. Itabira e Piracicaba do Sgr. Minas tem sido objeto de diversas pesquisas e aparentemente formam corpos lenticulares de diversas dimensões em itabiritos dolomíticos, sericita-cloritaxistos e filitos dolomíticos. Como já observado (Dorr, 1969), as formações do Gr. Itabira são intergradacionais, passando de itabiritos de facies óxido na base para, progressivamente, itabiritos dolomíticos e finalmente dolomitos em direção ao topo. No Gr. Itabira, os dolomitos encontram-se encaixados em itabiritos dolomíticos, filitos ou xistos dolomíticos ou em cloritaxistos derivados de metavulcânicas básicas (Johnson, 1962) ou toleitos komatiíticos (Pires, 1983). Esses dolomitos foram tentativamente individualizados com base nas colorações (O'Rourke, 1954 in Dorr, 1969) vermelha, branca e cinzenta, em sugestão inconsistente. Brechas intrafornacionais dolomíticas descritas anteriormente (Guild, 1957) foram por nós interpretadas como desmoronamentos subaquosos em borda de talude, no início da formação dos turbiditos ou um outro tipo podendo representar fragmentos quebrados em zona de "surf" posteriormente cimentados e cicatrizados por material carbonático e silicoso. Restos de estromatolitos (bioherms?; Dorr, 1969) tipificados por esteiras algais ("algalmats") semelhantes a Collenia (Pires, 1983), colonias algais do tipo Kussielides e Tungussides (Dardenne et al., 1975) ou edifícios colunares pertencentes ao Grupo Jurusania, (Cas

sedanne et.al., 1976) foram descritos em ambas unidades.

Clorita, talco, sericita, biotita, stilpnomelana, turmalina, Mg-riebeckita e aegirina derivados de metamorfismo estão presentes nos dolomitos e podem refletir contribuições terrígenas (Al) ou denotar ambientes restritos, evaporíticos (K, Na e B).

Os dolomitos da Fm. Fecho do Funil encontram-se encaixados principalmente em filitos dolomíticos na base, subjacentes a filitos cinzas e carbonosos com impregnações de óxido de Fe e Mn. O filito cinza apresenta textura e composição relativamente homogêneas e são derivados de sedimentação em ambiente redutor com torrentes turbidíticas. O conteúdo de material carbonoso no filito expressa as tonalidades entre o negro e cinza claro, refletindo controle da profundidade e grau de redução.

Os dolomitos em geral, têm textura bandada e laminada dado pela alternância de bandas de coloração vermelha e branca, de até 1cm de espessura, ou tem textura maciça, de coloração variando entre vermelho, rosa, salmão, cinza escuro, cinza claro e branco, com níveis ou lâminas silicosas (CHERT) transformadas em talco, clorita, sericita ou biotita. Lâminas de magnetita, hematita e pirita também são contidas segundo S_0 -superfícies quase sempre paralelas a xistosidade principal.

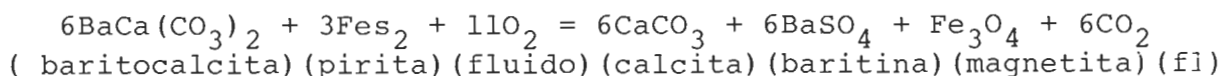
VARIAÇÕES NO ESTADO DE OXIDAÇÃO

Os dolomitos da região do vale do ribeirão Mata Porcos foram mapeados por Wallace (1965) na Fm. Fecho do Funil e algumas lentes na Fm. Gandarela; os da região de Burnier-Vigia foram considerados na mesma unidade dos itabiritos (Guild, 1957). Esses dolomitos despertaram interesse inicial como portadores de mineralizações hidrotermais sulfetadas com esfalerita-stibinita-tennantita-pirita alteradas em bindheimita, valentinita e limonita (Boanova, 1929 após Costa Sena), acrescida de jamesonita (Boanova, 1930) e consideradas como subvulcânicas por Guimarães (1961) no Morro do Bule; e tetraedita (Wallace, 1965) no Ribeirão do Eixo. Fluorita-baritina-aragonita-pirita foram descritas (Lacourt, 1938) em Ojô, Cintra e Chacrinha e quartzo-fluorita-pirita-rutilo observados em Ouro Preto (Rolff, 1944). As lentes dolomíticas distribuem-se num trecho de 15km de extensão (Fig. 1), sendo limitadas a Norte às cabeceiras do rib. do Silva (CONEMP-Mineração) e a Sul, na Pedreira das Abóboras, a altura do Belvedere; além dos limites observados não existem afloramentos de dolomito, exceto na região do Alto do Vigia a Sul e Capitão do Mato a Norte. As lentes dolomíticas a Norte se apresentam de coloração vermelha com

inclusões de hematita micácea. Gradativamente, para Sul, a coloração se torna salmão a rósea, passando a cinza claro no trecho da grande lente (SBM) exibindo octaedros de martita. Mais a Sul, a martitização decresce predominando magnetita. Na região do rib. do Eixo (Ped.Borges) surgem sulfetos (calcopirita-calcocita-covellita) alterados em malaquita-azurita nos dolomitos; aí, os filitos contêm octaedros de magnetita parcialmente martitizados. Na região das pedreiras do Urubu-Veludo-Abóbora pirita se torna predominante, desaparecem magnetita nos filitos e sulfetos de cobre nos dolomitos (fig. 2). Portanto interpretamos a variação na sedimentação, como reflexo do estado de oxidação do Fe, passando de Fe^{2+} (sulfetos) para a zona intermediária com magnetita-martita (transição $Fe^{2+} - Fe^{3+}$) e finalmente Fe^{3+} com hematita na parte Norte. Os quartzitos Cercadinho acompanham a variação lateral de facies desaparecendo com o aumento dos filitos negros carbonosos para Sul. A mudança do estado de oxidação também se verifica na vertical como na "Mina Velha" (Burnier) onde níveis de dolomito rosa se alternam com dolomitos cinza claro, a branco. A variação de facies sedimentar dada pelo decréscimo progressivo de filitos carbonosos com concomitante aparecimento e aumento de dolomitos em direção Norte, é acompanhada pela mudança do estado de oxidação nos dolomitos passando das mineralizações sulfetadas para oxidadas e presença de hematita no dolomito. É importante observar que o metamorfismo que afetou os dolomitos preservou a variação de oxidação nas paragêneses metamórficas.

Entretanto a variação de oxidação vertical nos filitos pode revelar a presença de hematita em áreas com sulfetos nos dolomitos (Hm na Fig.1) ou a existência de pirita (py) em zonas com hematita nos dolomitos.

A ocorrência restrita de baritina pode indicar oxidação em zonas fracamente sulfetadas gradando para partes com mais magnetita :



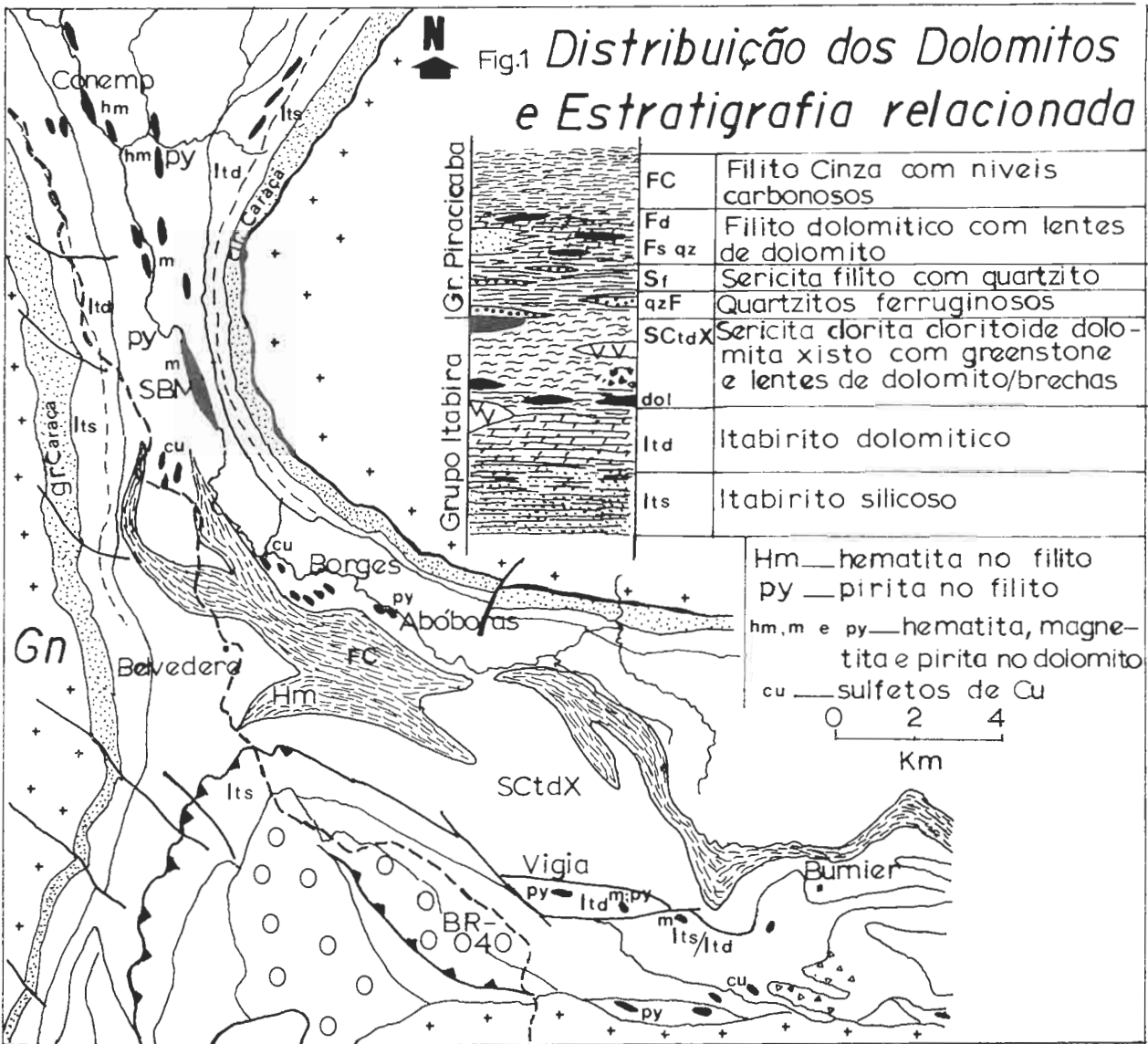
A presença ocasional de estromatolitos, indicando águas rasas e oxigenadas, com ausência de sulfetos e presença das algas em zonas oxidadas corrobora a relação estreita entre as variações de facies e de oxidação.

Agradecimentos : As turmas de estudantes de Geologia da UFRJ anos 1988 e 1989, ao CNPq (Proc.40.8152/88.5/GL/FV) pelo suporte financeiro somos agradecidos. À Ferteco, SBM e Conemp pelo apoio e permissão de acesso as áreas somos gratos. À FUJB e FINEP pelo auxílio.

BIBLIOGRAFIA

- Boa Nova, F.P. (1929) Jazida de Blenda do Morro do Bule (in Rel.An. Dir.SG MB-DNPM, ano 1928, pp.157-171)
- _____ (1930) Trabalhos executados na Jazida de Cinábrio de Três Cruzes, Mun.de Ouro Preto (in Rel.An.Dir.SGMB-DNPM, ano 1929, pp.24-27)
- Cassedanne, J.E Cassedanne, J. (1976) Les stromatolites colonnaires de la carrière du Cumbe (S.Minas-Brésil): Bull.Soc.géol.France, (7), t,18, pp.959-965.
- Dardenne, M.A. e Campos Neto, M.da C. (1975) Estromatólitos colunas na S.Minas (MG): Rev.bras.Geoc., vol.5, pp.99-105.
- Dorr, J.v.N. (1969) Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, M.G., Brazil: U.S.Geol. Survey, Prof.Pap.641-A, 110pp.
- Guild, P.W. (1957) Geology and mineral resources of the Congonhas district, M.G., Brazil: U.S.Geol.Survey, Prof.Paper 290, 90pp.
- Guimarães, D. (1961) Fundamentos da Metalogênese e os Depósitos Minerais do Brazil: D.F.P.M-DNPM, Bol.109, cap 11, pp.247-248.
- 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, 39pp.
- Lacourt, F. (1938) Baritita no Mun.de Ouro Preto: Min.e Met., vol 6, pp 298-302.
- Pires, F.R.M. (1983) Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, M.G., Brazil: Rev.bras.Geoc., vol 13, pp.106-112.
- Rolff, P.A.M.A. (1944) Nota sobre a Fluorita em Ouro Preto: Rev.EMOP, 9, pp.181.
- Wallace, R.M. (1958) Geology and mineral resources of the Pico do Itabirito district, M.G, Brazil: U.S.Geol.Survey, Prof.Paper 341-F, 68 pp.

Fig.1 *Distribuição dos Dolomitos e Estratigrafia relacionada*



N Zona rasa (óxido)

S Zona Profunda (anóxido)

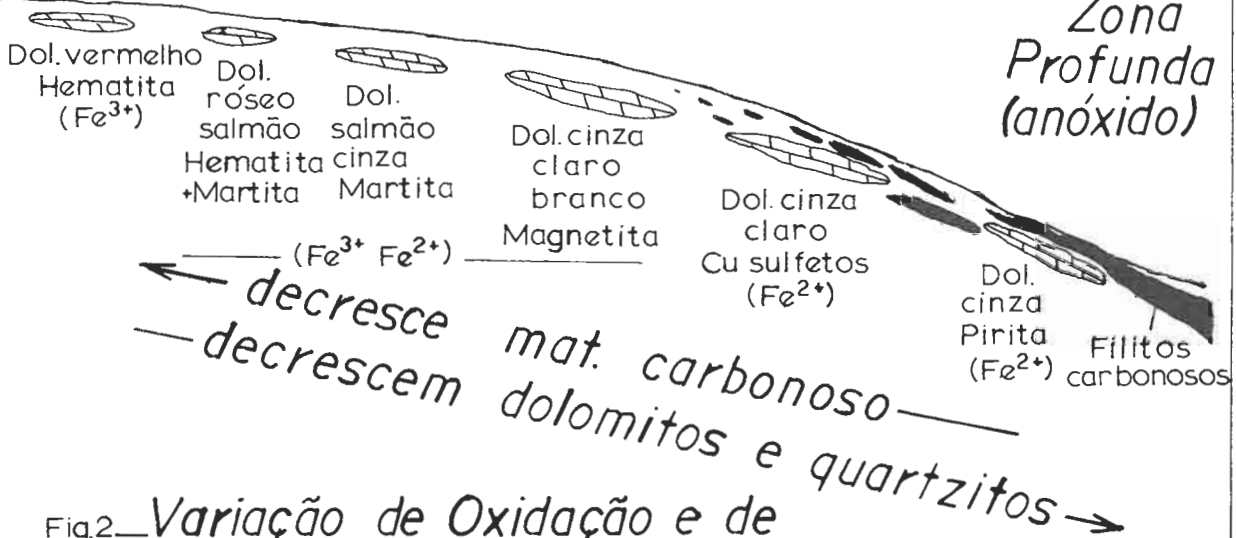


Fig.2 *Variação de Oxidação e de Facies sedimentar*

EQUILIBRIO NO SISTEMA $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$
APLICADO AOS DEPÓSITOS DE TOPAZIO E CIANITA
DE OURO PRETO, Q.F., MINAS GERAIS

F.R.M.Pires - Departamento de Geologia/UFRJ
Bolsista do CNPq

Abstract

Mineral stability relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ can be studied under the thermodynamic viewpoint and may be applied in natural systems, particularly to the imperial topaz and kyanite deposits of the Ouro Preto District. Temperature and silica-dependent equilibria work out as good monitors to examine the mineral assemblages composed of topaz-kaolinite-kyanite-quartz-diaspore-pyrophyllite-corundum. Despite topaz corresponds to a solid solution between fluor-topaz ($\text{Al}_2\text{SiO}_4\text{F}_2$) and a hypothetical hydroxyl-topaz ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH})_2$) only the last component was chose for the stability considerations. Hydroxyl-topaz content of topaz coexisting with other aluminous phases enlarges with increasing pressure and decreasing temperature, which explain the low filling temperatures of fluid inclusions in topaz from Ouro Preto, in the range 260-280°C (Barton, 1982). Pertinent metamorphic reactions involving all the phases and the coexistence of the topaz-euclase pair is presented. Kyanite and topaz deposits of the Ouro Preto District are controlled by the country rock and fluid phase compositions, metamorphic gradient and nature of the hydrothermal activity.

INTRODUÇÃO

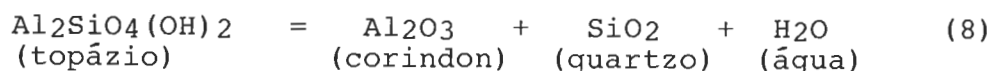
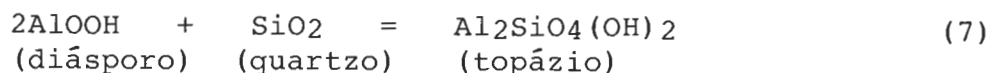
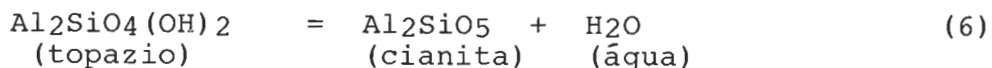
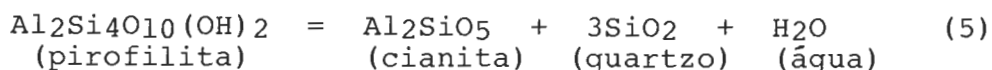
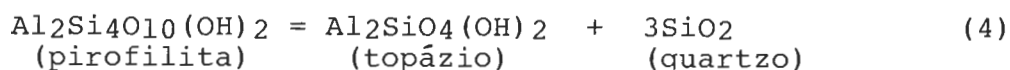
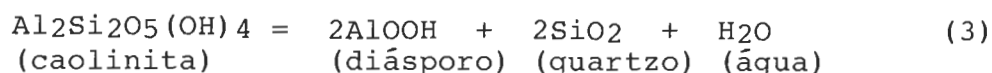
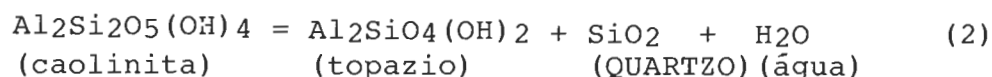
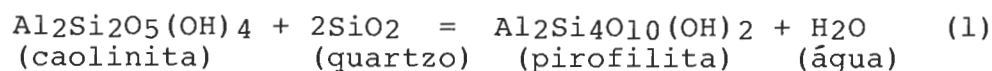
Os depósitos de topázio e cianita de Ouro Preto estão controlados pela composição das rochas encaixantes, composição dos fluidos, grau metamórfico e intensidade e natureza da atividade hidrotermal. A distribuição dos depósitos de topázio e cianita é aparentemente limitada pela isógrada da cianita (Pires e Neves, 1985), onde pode-se observar contiguamente à isograda, as mineralizações de topázio e ocorrências de diásporo; para este, a isógrada da estauroлита (Müller et al., 1982 e Herz, 1978) elimina a existência de topázio; topázio e cianita estão contidos na zona do cloritóide (Fig.1). As reações metamórficas (e metassomáticas) envolvendo as fases caolinita-cianita-topázio-pirofilita-diásporo-corindon e quartzo demonstram

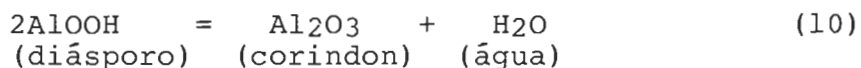
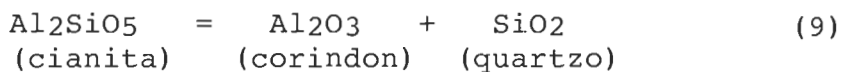
os limites dos campos de estabilidade e explicam a existência de diásporo, do HO-topázio e da não existência de pirofilita primária. Outros autores (Olsen, 1971; D'Elboux et al., 1975) fizeram valiosas contribuições ao estudo da área.

REAÇÕES METAMÓRFICAS E METASSOMÁTICAS

Os depósitos de topázio imperial são conhecidos desde o início do século passado, quando J. Mawe (1812) em sua viagem a Ouro Preto visitou a jazida do Capão do Lana, e a descreveu como "veios alterados em mica". Somente no final do século (Gorceix, 1881), uma definição mais precisa do modo de ocorrência da rocha matriz, descrita como argila micácea de cor parda, denominada de "piçarra" e composta de litomarga (caolinita), quartzo e mica (muscovita), onde ocorrem topázio, euclasio e oligisto (hematita) especular foi feita. Na mina da Boa Vista, Gorceix observou a presença de pirofilita em cristais aciculares, hematita e pirita, mais afastadas; o autor já supunha a existência de reações quando observou "a hypothese da transformação dessas pyrites em oligisto e em hematito, sob a acção do vapor d'água, que no centro do veieiro, actuando sobre chloruretos de ferro, produziu o oligisto ordinário".

Uma série de reações envolvendo os componentes indicados com topázio (máximo 30% mol OH ou $Al_2Si_4O_{10}OH_{0.6}$) podem ser representadas abaixo:

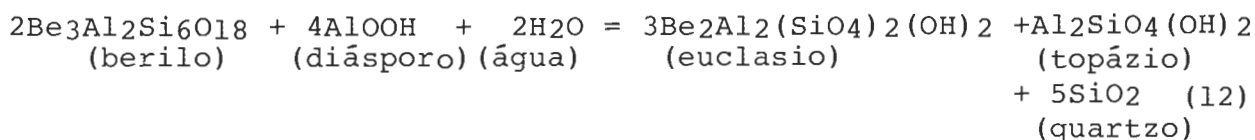
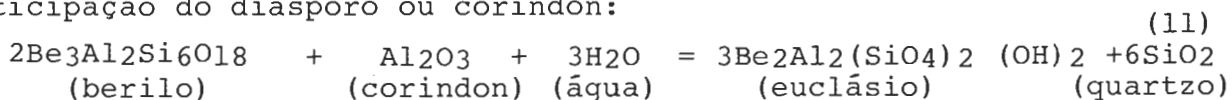




As reações (2) e (7) são de formação do topázio, particularmente a (7) não envolvendo liberação ou adição de H₂O corroborando a posição do diásporo junto a isograda da cianita. Na zona de temperatura mais elevada (Fig.1), o topázio se decompõe segundo as reações (6) e (8); entretanto, F-topázio a partir dessa faixa térmica (T=400°C), tem o seu campo de estabilidade ampliado. A reação (1) é significativa para depósitos de pirofilita-diásporo (Sharma, 1979), nas faixas 325°C e 1Kb ou 345° e 2Kb, (Thompson, 1970), nesse caso desaparecendo o topázio. Semelhantes conclusões apresentaram (Hemley et al., 1980), a 2Kb. Acreditamos que a pressões de fluido e fugacidade de HF maiores o topázio é estável.

A reação de desaparecimento da caolinita (3) em diásporo, explica a este da isógrada da estauroлита, esse fato. As reações (8), (9) e (10) apesar de não observadas ainda podem ocorrer na zona da estauroлита ou serem resultantes, no sentido inverso pela hidratação do corindon, o mesmo ocorrendo em relação a cianita (reação 5) pelo aparecimento da pirofilita. Como importante aspecto é a separação dos campos da cianita e caolinita, bem como a curva de saturação da sílica refletida no significativo aumento de mSiO₂ (m=molalidade) das reações (1), (4) e (5). O diagrama também mostra uma boa concordância com as temperaturas de homogeneização de inclusões fluidas em topázio na faixa 260-280°C (Barton, 1982).

O aparecimento do par Euclásio-topázio que pode sugerir a reação de hidratação do berilo (Pires et al., 1983) ou ainda pela participação do diásporo ou corindon:

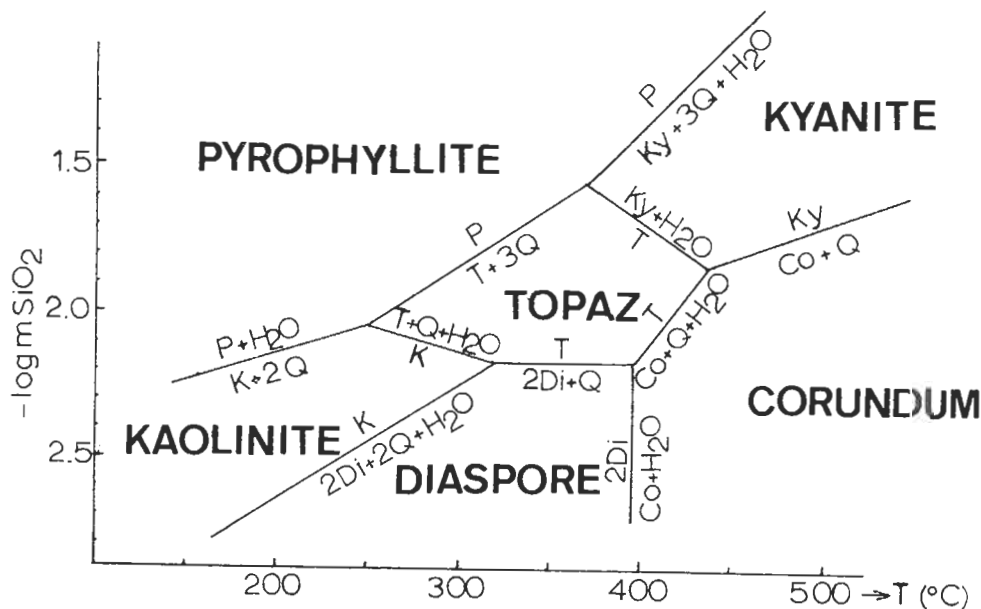


Como sugerido anteriormente (Burt, 1975), a adição de Al₂O₃ no sistema conduz ao desaparecimento do berilo à fenakita + topázio, em faixas térmicas mais elevadas, e com f_{HF} maior.

Agradecimentos - Ao CNPq pela concessão do Auxílio (nº 40.8152/88.5.GL/Fv) ao engº A.R. Collombaroli; e Sr. Edmar da TIMCIL pela inestimável ajuda. À FUJB e FINEP pelo auxílio.

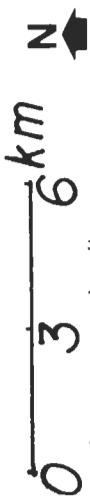
Referências:

- Barton, M.D. (1982) The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications: *Am. Miner.*, 67:956-974.
- Burt, D.M. (1975) Beryllium Mineral Stabilities in the Model System CaO-BeO-SiO₂-P₂O₅-F₂O-1 and the Breakdown of Beryl:Econ. Geol., 70:1279-1292.
- D'Elboux, C.V. e Ferreira, C.M. (1975) Topazio na região de Ouro Preto: *Rev. da EMOP*, 32:73-79
- Gorceix, H. (1881) Estudo geológico das jazidas de Topazio da Província de Minas Gerais, Brasil: *An., EMOP*, 1:15-38
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. e Luce, R.W. (1980) Equilibria in the System Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some General Implications for Alteration/Mineralization Processes: *Econ. Geol.*, 75:210-228.
- Herz, N. (1978) Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil: *Prof. Paper, U.S.G.S.*, 641-C:1-81.
- Mawe, J. (1812) *Travels in the Interior of Brazil*: London, 236 pp.
- Müller, G., Schuster, A. e Hoefs, J. (1982) Oxygen Isotope Variations in Polyometamorphic Iron Ores From the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: *Rev. bras. Geoc.*, 12:348-355.
- Olsen, D.R. (1971) Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil: *Econ. Geol.*, 66: 626-631
- Pires, F.R.M., Freitas, C.O., Palermo, N. e Sarciá, M.N. (1983) Geologia e Gênese dos Depósitos de Topázio do Distrito de Ouro Preto, Minas Gerais: 2º *Simp. Geol. de M.G.*, 2: 283-296.
- Pires, F.R.M., e Neves, M.T. (1985) Gênese dos Depósitos de Cianita do Distrito de Ouro Preto, Q.F. Minas Gerais: 3º *Simp. Geol. de Minas Gerais*, 5: 251-263
- Sharma, R.P. (1979) Origin of the Pyrophyllite-Diaspore Deposits of the Bundelkhand Complex, Central India: *Min. Dep.*: 14:343-352
- Thompson, J.B. (1970) A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium: *Am. J. Sci.*, 268:454-458.

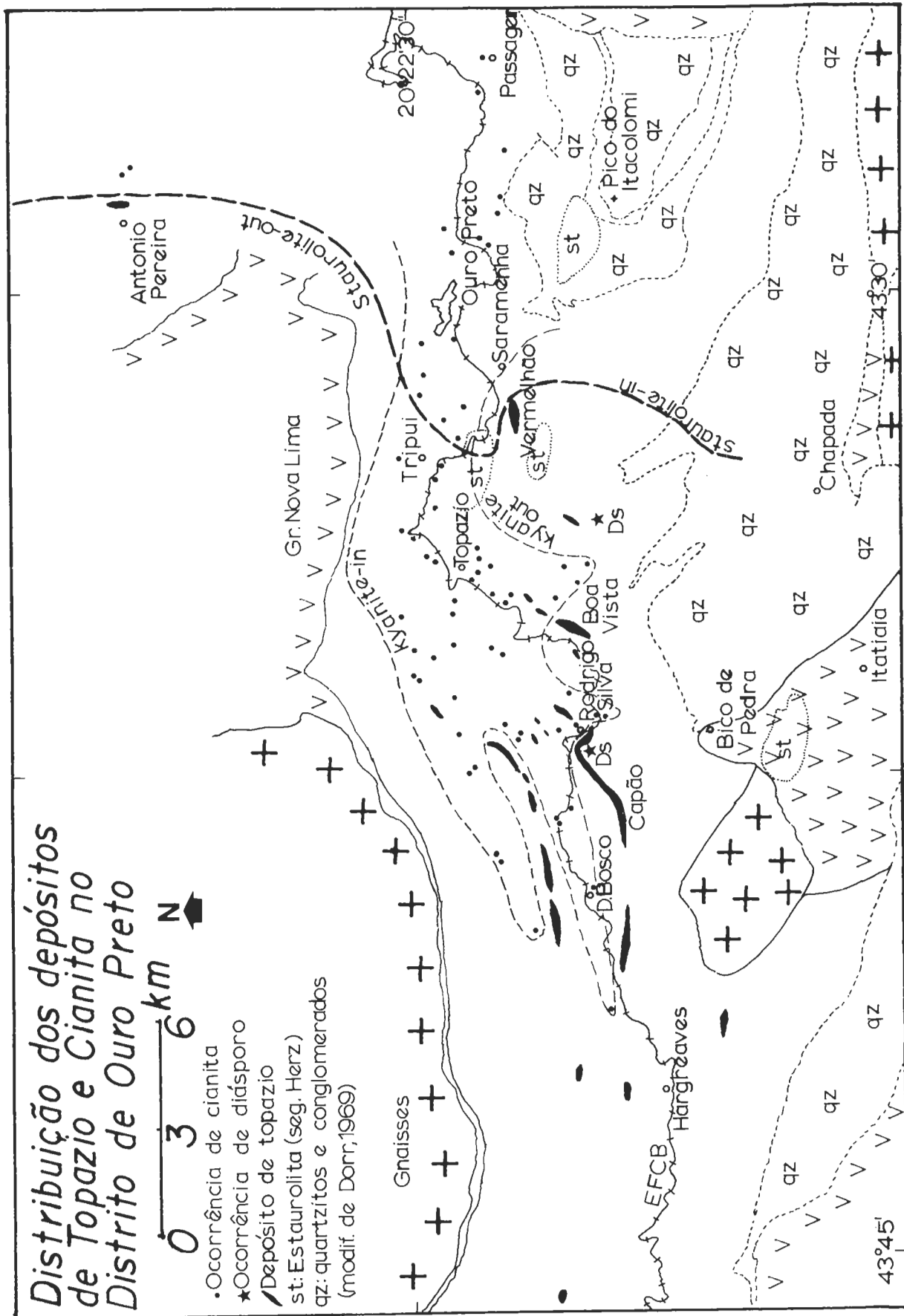


2KbH₂O
 Fig.1. Equilíbrio no sistema Al₂O₃-SiO₂-H₂O. (modif. de Hemley et al., 1980).

Distribuição dos depósitos de Topazio e Cianita no Distrito de Ouro Preto



- Ocorrência de cianita
- ★ Ocorrência de diásporo
- / Depósito de topazio
- st: Estaurólita (seg. Herz)
- qz: quartzitos e conglomerados (modif. de Dorr, 1969)



OURO PRETO - OURO PALADIADO?

Hubert ROESER, Depart. de Geologia, E. M., Univ. Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG.

Kay SCHÜRMANN, Inst. Mineralogia e Museu da Mineralogia, Universidade Marburg, RFA.

Heinz Jürgen TOBSCHALL, Inst. Mineralogia, Univ. Hannover, RFA.

É do conhecimento de quase todos os geólogos em Minas Gerais, que a cidade de Ouro Preto, antigamente chamada Vila Rica do Albuquerque, recebeu seu nome por causa da coloração negra das pepitas de ouro que foram e que são encontradas no Ribeirão Tripui (Ribeirão do Carmo) e nos demais córregos da cidade.

Comumente essa cor é explicada como sendo uma película de paládio que reveste as pepitas de ouro. Assim explicam os cicero-nes da Praça Tiradentes de Ouro Preto aos turistas, assim se fala no Museu de Mineralogia da Escola de Minas e assim pode-se ler em muitos livros escritos sobre a cidade, como por exemplo naquele de GUSTAFSON (1983). Nele a autora conta a história da descoberta de pepitas negras de ouro pelo mulato Duarte Lopes, as quais chegaram em 1694 às mãos do então governador do Rio de Janeiro, Artur de Sá Menezes, que na oportunidade teria mordido uma dessas pedras, descobrindo que o metal brilhoso, o ouro, estava atrás da superfície escura, ou seja, "estava revestido de uma camada de paládio".

Não está bem claro ainda, quem inventou essa lenda do revestimento de paládio. Apesar de vários estudos científicos feitos sobre o ouro preto, ela se manteve até hoje.

JOHNSON (1837) escreveu, que o revestimento negro das pepitas de ouro é de ferro. HUSSAK (1905) mencionou em mais de 10 lugares na sua obra, "O paládio e a platina no Brasil", que o ouro pala-

diado seria muito mais branco (!!) do que o ouro "normal", tão branco, que COUTO em 1799 trocou-o com platina, e HUSSAK (1905) escreveu que o ouro "normal teria traços de Cu e por causa disso seria mais dourado, e acrescentou ainda que "A ocorrência deste (ouro paladiado) já chamou a atenção dos mineiros brasileiros bem antes da descoberta do metal (Pd) e foi designado "Prata", "Ouro podre" ou mesmo "Ouro branco". Uma das primeiras análises desde ouro paladiado foi divulgado por BERZELIUS (1836) (vide tabela 1). BELEZKIJ & GUIMARÃES classificaram 1957 pepitas de platina com base de exames espetográficos e chegaram a suspeitar que também neste caso a coloração negra é superficial e, provavelmente devido à oxidação de Mn e Fe, o que foi finalmente provado por CARVALHO DA SILVA et. al. (1985) para as pepitas de Au com base em análises de microsonda.

Considerando esses trabalhos citados, pergunta-se, como se explica este equívoco: Ouro Preto - ouro Paladiado, que se manteve na opinião desde muitos anos atrás até hoje.

Na opinião dos autores deste trabalho isso se deve a falhas nos estudos e/ou interpretação erradas do trabalho de JOHNSON & LAMPADIUS (1837). Neste trabalho supra os autores descreveram o minério de Fe "Jacutinga", que é composto de grãos pretos de Fe_2O_3 , e também o ouro paladiado. Esse ouro encontra-se revestido de uma camada marrom, a que foi inicialmente suspeitada ser de $FeOOH$. Depois LAMPADIUS, através de análises químicas chegou a conclusão que era PdO . O que LAMPADIUS, nesta época (o Pd havia sido descoberto pouco tempo atrás por WOLLASTON em 1804), não teve condições de saber, é que PdO é insolúvel em ácidos. Provavelmente tratava-se então de um paladiooxihidrato ($PdO \cdot x H_2O$). E que este revestimento marrom foi trocado posteriormente pelo revestimento negro, dando base assim para a história de ouro preto = ouro paladiado. Na realidade o ouro negro de Ouro Preto é ouro paladiado, só que o paládio encontra-se distribuído dentro do ouro e não no revestimento, como mostram as análises em microsonda (vide tabela 1).

TABELA 1

ANÁLISES DE OURO PALADIADO

1 = BERZELIUS (1836) amostra de Cupito Porpez 1 análise.

2 = CARVALHO DA SILVA et. al. (1985) amostras do Ouro Preto 20 análises.

3 = este trabalho, pepitas de Ouro Preto, grãos de Itabirito, 20 análises (1 = análise convencional, 2 e 3 = microsondas).

	1	2		3	
		Pepitas	Películas	Pepitas	Lâminas de grãos
Au	85,98	92,38	-	82	91 - 96
Pd	9,85	5,22	-	1	-
Ag	4,17	-	-	17	-
Cu	-	2,02	-	-	8-1
Fe ₂ O ₃	-	-	97,15	-	(Fe)0-2
CrO ₃	-	-	2,70	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	0,26	-	-

(valores em % peso)

É interessante observar que no caso da coluna 2 o Pd está distribuído estatisticamente no Au e no caso da coluna 3 concentra-se mais para as bordas, mas sem causar cores negras.

Outro aspecto é a falta do Pt ou a sua ocorrência em concentrações não detectáveis. Neste sentido, como formam-se tais ligas de só Au e Pd, deveriam ser feitas mais investigações.

Como uma fonte desses metais nobres pode assumir na região do Quadrilátero Ferrífero provavelmente os corpos das rochas metultrabásicas (serpentinóis esteatitos), uma vez que tais rochas contêm pequenas quantidades de elementos do grupo da platina e Au. Especialmente durante processos de serpentinização tais elementos podem concentrar-se para formar os respectivos minerais (RAMDOHR, 1967, STUMPEL, 1974).

Estudos neste sentido, visando esclarecer a origem dos metais nobres no Quadrilátero Ferrífero, estão em andamento.

BIBLIOGRAFIA

- BELEZKIJ, V., GUIMARÃES, D. (1959): Notas à margem de "O paládio e a platina no Brasil". de E. Hussak.
DNPM Boletim Nº 106, 102 páginas, Rio de Janeiro.
- BERZELIUS, J., (1836): Jahresbericht über die Fortschritte der physikalischer Wissenschaften: Mineralogie, Vol. 15. 205 - 207, Tübingen
- CARVALHO DA SILVA, J., ROESER, U., SCHULZ-DUBRICK, B., TOBSCHALL, H.J., (1985): Ouro paladiado of the Mineralogical Museum, Ouro Preto, MG, revisited - new electron microprobe analyses. III Simp. Bras. Geoquímica, Resumos, 09, Ouro Preto
- COUTO, J. V. (1799): Memoria sobre a Capitania de Minas Gerais. Manuscrito in-folio, 194 páginas, citado em HUSSAK (1904).
- GUSTAFSON, M. (1983): Vila Rica - Ouro Preto Verdade e lenda, 3ª edição Una Graphos, 160 páginas, Belo Horizonte.
- HUSSAK, E., (1904): Über das Vorkommen von Palladium und Platin in Brasilien Sitzungsberichte Kais. Königl. Akademie der Wiss. Wien, 90 páginas
- JOHNSON, P. N., LAMPADIUS, W. A. (1837): Über brasilianisches Palladgold und dessen Ausbringung und Scheidung. Journ. Prakt. Chemie. Vol. 2., 307 - 315, Leipzig.
- RAMDOHR, P. (1967): A widespread mineral association connected with serpentization, with notes on some new or insufficiently defined minerals.
Neues Jahrb. Min. Abh. Vol. 107, 241 - 265, Stuttgart.
- STUMPFL, E. F. (1974): The genesis of platinum deposits: further thoughts. Minerals Sci. Engng. Vol. 6, Nº 3, 120 - 141.

GEOCRONOLOGIA U/Pb NO MACIÇO DE PIUMHI: RESULTADOS PRELIMINARES.

Nuno Machado - (Royal Ontario Museum)

Alfonso Schrank - (IGC/UNICAMP)

QUADRO GEOLÓGICO

O Maciço de Piumhi (Schrank, 1982) situa-se no sudoeste de Minas Gerais e corresponde a uma extensa estrutura (70km x 40km), de orientação NNW. Geotectonicamente, seguindo a subdivisão proposta por Almeida (1977), localiza-se na Província Tocantins, próximo ao limite sudoeste da Província São Francisco. Acha-se envolvido, a leste, norte e noroeste, pelas rochas do Grupo Bambuí, as quais lhe são discordantes. Com as rochas do Grupo Canastra, situadas a sudoeste, e as do Complexo Campos Gerais, situadas a sul, mostra contatos tectônicos (Schrank, 1982).

Para o conjunto litológico circunscrito ao Maciço está sendo agora proposta uma nova subdivisão estratigráfica em três grupos (Schrank, em preparação). Anteriormente (Schrank, 1982), o Maciço era dividido em dois grupos. O Grupo Inferior, que passou a chamar-se Grupo Araras e o Grupo Superior cujas litologias passam a ser subdivididas em dois grupos: Grupo Paciência e Grupo Lavapés.

O Grupo Araras, situado à base, é composto essencialmente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição ultramáfica a máfica (komatiitos, basaltos komatiíticos, tholeiitos, etc.) e sedimentos de composição máfica subordinados. Contém diversos tipos de rochas intrusivas, incluindo: sill máficos estratificados, sills e diques máficos, sills, diques, necks e domos félsicos, assim como dois corpos graníticos. O corpo chamado Granito Norte é intrusivo no Grupo Araras, enquanto o Granito Central é milonitizado e mostra contatos tectônicos com os Grupos Araras, Paciência e Lavapés. O Grupo Araras constitui, de acordo com Schrank (1982), um Cinturão de Rochas Verdes ou "green-

stone belts" Arqueanos.

O Grupo Paciência, tectonicamente sobreposto e discordante sobre o Grupo Araras, é formado, à sua base, por sedimentos plataformais (siltitos e quartzitos com intercalações de calcários). Estes são sobrepostos por uma espessa sequência turbidítica (brechas, grauvacas, siltitos), a qual contém raras intrusivas máficas a félsicas (gabros doleríticos, mugearitos e traquitos).

E, finalmente, o Grupo Lavapês, sobreposto tectonicamente ao Grupo Paciência, constitui-se numa associação que compreende: sedimentos clásticos (quartzitos e conglomerados), xistos a sericita, clorita, quartzo e carbonatos, contendo lentes grafitosas, formações ferríferas bandadas e manganésíferas, assim como corpos máfico-ultramáficos contendo cromititos.

As litologias acima descritas foram metamorfasadas no facies dos xistos verdes (cf. Schrank, 1982). Os Grupos Araras e Paciência foram deformados segundo um padrão de dobramento holomórfico e em seguida, juntamente com o Grupo Lavapês foram redefinidos ao longo de zonas de cisalhamento de baixo ângulo e alto ângulo (Schrank, em preparação).

O Grupo Bambui, na região, é discordante sobre o Maciço de Piumhi e composto pela Formação Paraopeba e pelo Membro Samburã. Tais sedimentos que incluem, respectivamente, calcários, siltitos, argilitos e conglomerados, arenitos e siltitos são localmente deformados e levemente metamorfasados. A maneira como estão distribuídos os facies sedimentares deste Grupo em torno do Maciço, indica que este existia como um paleo-alto do embasamento durante a deposição (Schrank, 1982).

GEOCROLOGIA

As técnicas analíticas utilizadas são semelhante às descritas por Krogh (1973, 1982a, 1982b). Para a determinação dos interceptos superior e inferior com a curva de concórdia, bem como para determinação dos erros associados, foi utilizado o programa de regressão linear de Davis (1982). A precisão dos resultados refere-se a um intervalo de confiança de 95% (2 sigma).

Na porção inferior do Grupo Araras, abaixo de uma sequência de derrames komatiíticos, ocorrem sills estratificados, de composição máfica a ultramáfica. Um testemunho de sondagem de gabro anortosítico pertencente a uma destas intrusões contém poucos zircões de uma só tipologia. Três análises destes zircões definem uma discórdia com intercepto superior de $3116 \pm 10/-7$ Ma, interpretado como idade de cristalização do gabro. Analisadas anteriormente pelo método Sm/Nd (Jahn e

Schrank, 1983) duas amostras de meta-lavas do Grupo Araras forneceram uma isócrona de $1,84 \pm 0,10$ Ga (!).

As características cromáticas e morfológicas dos zircões extraídos de um domo riódacítico, intrusivo no Grupo Araras, sugerem a existência de mais de uma população destes minerais. Três frações de cristais rosados, uma das quais representada por um só cristal, fornecem idades mínimas de 3 000 Ma, 2 989 Ma e 2 965 Ma, discordantes, respectivamente, de 1.5%, 1.8% e de 2%. Supondo que as três frações escolhidas pertençam a uma mesma população, a discórdia que elas definem tem um alto coeficiente de regressão (87%), porém com interceptos de baixa precisão: $3\ 096 \pm 255/-48$ Ma e $2,4 \pm 0,33/-0,30$ Ga. Estes resultados preliminares indicam, provavelmente, que zircões com ca. de 3,1 Ga foram afetados por um evento ao redor de 2,4 Ga. Uma melhor precisão destas idades poderá ser obtida pelos trabalhos em progresso.

Sobre os derrames komatiíticos o Grupo Araras contém uma sequência de derrames almofadados toleióticos. Estes por sua vez são recobertos por rochas vulcanoclásticas afetadas por uma espessa zona de cisalhamento. Esta zona contém sills deformados de gabros porfiríticos (plagioclásio). Uma análise de fragmentos de zircões extraídos dessa rocha é 1,2% discordante, com uma idade mínima de 1 127 Ma.

Dois corpos graníticos, o Granito Norte e o Granito Central foram descritos como sendo intrusivos no Grupo Araras (Schrank, 1982). O Granito Central, bastante afetado por cisalhamento e cujos contatos com os Grupos Araras, Pimenta e Lavapés são tectônicos, foi também descrito como embasamento (Fritzsons et al., 1980). Obteve-se, para este último granito, uma idade mínima de 726 Ma, cuja análise é 1,7% discordante. Essa idade, que representa, muito provavelmente, a idade de cristalização do Granito Central, deverá ser confirmada por mais duas análises em execução no momento.

Intrusivo no Grupo Paciência, na Serra do Barreiro, existe um sill de traquito pórfiro levemente foliado, o qual contém abundante zircão de excelente qualidade. Estes zircões forneceram uma idade de 635 ± 2 Ma. Uma segunda análise permite estimar uma idade de $2,2 \pm 1,3/-0,5$ Ga para o Pb herdado. Analisado anteriormente pelo método K/Ar (Schrank, 1982) a mesma rocha havia fornecido uma idade de $1\ 896 \pm 100$ Ma (!).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A idade de $3\ 116 \pm 10/-7$ Ma confirma as observações de campo e os dados geoquímicos (Schrank, 1982 e Jahn e Schrank, 1983) de que o

Grupo Araras representa a porção de um Cinturão de Rochas Verdes ou "greenstone belt" Arqueano, aflorando na aba setentrional do Maciço de Piumhi.

A idade de 3 116 Ma e idades mínimas de ca. de 3 000 Ma no Maciço de Piumhi e idades semelhantes no Quadrilátero Ferrífero (Machado et al., neste volume) indicam a presença de rochas com idades 200 a 300 Ma mais antigas do que as conhecidas, até o presente, nas Províncias São Francisco (porção sul) e Tocantins.

As idades de ca. 726 Ma e 635 +/-2 Ma demonstram a existência de um evento magmático Brasileiro no Maciço de Piumhi, representado pelo Granito Central e um sill de traquito pórfiro.

Estes resultados invalidam a afirmação, baseada em determinações K/Ar, de que o Grupo Paciência (ou Grupo Superior pro-parte de Schrank, 1982) tenha idade mínima de 1,90 Ga (Schrank, 1982) e a suposição, baseada em isócrona Sm/Nd, de que os komatiitos de Piumhi tenham idade Proterozóica (Jahn e Schrank, 1983).

Tendo em conta que o Grupo Bambui, representado, na região, pela Formação Paraopeba e pelo Membro Samburá (Ferrari e Brandalise, 1977), é mais novo e discordante do Maciço de Piumhi (Schrank et al., 1982), a idade de 635 +/-2 Ma representa uma idade máxima para a deposição dessas unidades.

AGRADECIMENTOS

O entusiasmo e vontade do Dr. W. S. Fyfe e o interesse e suporte científico do Dr. T. Krogh foram fundamentais para se realizar este trabalho. Também agradecemos a dedicada colaboração do geólogo Hugo Pontes da METAMIG S/A. A anárquica companhia de M. Ferreira e a participação de A. Choudhuri, F. R. de Abreu (Bemtevi) e L. Lobato muito contribuíram na coleta de amostras. Os autores agradecem a inestimável colaboração de Y. Y. Kwok, B. Podstawskyf e I. Nicklin na manutenção dos laboratórios de química, de separação mineral e dos espectrômetros de massa. A dedicação de R. Silva que datilografou carinhosamente este manuscrito também é muito apreciada.

Este trabalho foi realizado graças ao suporte financeiro da C.I.D.A. aos Drs. W. S. Fyfe e A. Schrank e do Natural Sciences and Engineering Research Council do Canadá ao Dr. T. Krogh. O trabalho de campo foi suportado pela Universidade Estadual de Campinas e pelo CNPq (Proc. 301598/85) ao Dr. A. Schrank.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. (1977). O Craton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 (4):349-364.
- DAVIS, D.W. (1982). Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Can. Jour. Earth Sci.*, 19:2141-2149.
- FERRARI, P.G. e BRANDALISE, L.B. (1977). Projeto Folha do Rio de Janeiro - Geologia da região do Médio Rio Grande, Minas Gerais, na escala 1:100.000. *Dep. Nac. Prod. Min. (Rio de Janeiro)*, 2:73pp.
- FRITZSONS JR, O.; BIONDI, J.C. e CHABAN, N. (1980). Geologia da região de Piumhi (MG). *Anais XXXI Congr. Bras. Geol. (Camboriú - SC)*, 5: 2906-2917.
- JAHN, B. e SCHRANK, A. (1983). Ree geochemistry of komatiite and associated rocks from Piumhi, Southeastern Brazil. *Precambrian Res.* 21:1-20.
- KROGH, T.E. (1973). A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37:485-494.
- KROGH, T.E. (1982a). Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46:631-636.
- KROGH, T.E. (1982b). Improved accuracy U-Pb ages by the creation of more concordant fractions using an air abrasion technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46:637-649.
- SCHRANK, A. (1982). *Petrologie des komatiites et des roches associées de la Ceinture Verte du Massif Precambrien de Piumhi (Minas Gerais, Brésil)*. Thèse Docteur Ingenieur, Univ. Paris Sud, Orsay, 272 pp.

PRIMEIRAS DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS DOS GRANITOS DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI (MINAS GERAIS).

J. QUÉMÉNEUR-I.G.C. UFMG

P. VIDAL - Univ. Clermont Ferrand - França.

O trabalho foi realizado no âmbito do convênio Brasil-França CAPES-COFECUB "Os cinturões proterozóicos e rochas alcalinas", com apoio financeiro do CNPq e da FAPEMIG.

Os granitos estudados: Granito de Bom Sucesso, Granito Tabuões, Granito Ritapolis, Granito Cassiterita e Granito Nazareno estão localizados em formações metamórficas de médio e alto grau provavelmente de idade arqueana. Estes terrenos metamórficos apresentam direções variando de N100º até N80º formando um arco de concavidade voltada pelo NW. Eles podem dividir-se em dois complexos:

- Complexo de rochas félsicas onde predominam gnaisses migmatitos e charnokitos,
- Complexo máfico caracterizado pelo anfibolitos.

Vários corpos ígneos félsicos e máficos intrudem este "Arqueano" entre os quais se destacam os granitóides estudados.

As rochas metamórficas

O Complexo felsico

São principalmente gnaisses e granulitos estruturados em faixas paralelas. Na parte meridional da área existem dois tipos de gnaisses (J. Quéméneur e R. Baraud 1983):

- Gnaiss bem foliado e bandado em direção constante N70-N80 intercalado com os anfibolitos. E o gnaiss do Morro do Resende biotita gnaiss rico em quartzo e contendo localmente hornblenda.

- O gnaiss homogêneo de "Pau da Bandeira" alterna sequências homogêneas e sequências bandadas.

Na parte norte da área perto de Bom Sucesso e São Tiago predominam formações felsicas; existe uma alternância irregular entre vários tipos de gnaisses e migmatitos. São biotita gnaisses gradando por migmatitos na proximidade do granito de Bom Sucesso.

No canto NW da área existe um complexo granulítico caracterizado por charnokitos com pequenas intercalações de enderbita e piroxênio. Estas rochas apresentam a mineralogia típica deste grau de metamorfismo com a presença em particular de dois piroxenios: augita e hiperstenio, de cordierita e de texturas tais como pertita e antipertita nos feldspatos.

Complexo máfico

Estes terrenos afloram particularmente na parte central da área. Eles são constituídos por anfibolitos associados a pequenos maciços ultramáficos. Os anfibolitos são mineralogicamente compostos por hornblenda, labradorita e quartzo e acessoriamente, epidoto, calcita, clorita, localmente clinopiroxênio. Estas rochas derivam provavelmente de derrames basálticos com níveis sedimentares interestratificados, tais como os níveis de gndito. A composição komatiítica dos anfibolitos e ultramáficas levou-nos denominar esta área de "Greenstone belt" do Rio das Mortes. (J. Quéméneur 1987 2) - A intercalação felsica do Morro do Resende pode representar a parte felsica ou sedimentar do greenstone.

ra com altíssimos teores em Rb, da ordem de 0,5 até 0,8% em rocha total. Se colocarmos como hipótese que a totalidade de ^{87}Sr é radio genico podemos estimar, de modo aproximativo a idade destes pegmatitos: o cálculo deu 1950 Ma.

Por outro lado, o Granito Tabuões apresenta um metamorfismo de contato afetando os itabiritos da Serra de Bom Sucesso o que nos leva a acreditar que os itabiritos são anteriores ao granito. As formações da Serra teriam então uma idade mínima de 1932 ± 21 Ma. concordando com a suposta idade do Minas. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7025 pode traduzir uma origem relativamente profunda de magma.

2 - Granito de Bom Sucesso

A isocrona foi estabelecida com nove pontos. Ela não mostra a mesma clareza como no caso precedente; aparecem dois alinhamentos, um de 2700 M.a e outro de 2400 Ma., dois pontos caindo fora do alinhamento.

O alinhamento de 2700 Ma., deve representar a fase principal de recristalização do granito. O alinhamento de 2400 M.a. refletiria uma rehomogeneização parcial de ^{87}Sr e ^{86}Sr , devido a uma recristalização na época transamazonica. Tal recristalização pode ser explicada pela proximidade do Granito Tabuões.

O Granito Bom Sucesso pode pertencer aos granitoides formados no final da evolução do "greenstone belt" do Rio das Mortes o que colocaria este "greenstone" também por volta de 2700 Ma. Pode-se observar que a razão inicial muito baixa $^{87}\text{Sr}_i/^{86}\text{Sr}_i = 0,7015$ parece traduzir uma origem mantelica que estaria de acordo com granitos associados a "greenstone belts".

Conclusões

A escala regional, o conjunto de gnaisses anfíbolitos e granitos foi denominada "Grupo Barbacena" (Ebert 1957) e considerado como formação indivisa do Precambriano inferior. A formação Conselheiro Lafaiete foi colocada com o constituindo localmente a unidade superior do grupo.

A tese de W. Teixeira em 1985 mostrou uma grande dispersão de dados geocronológicos, mas aparecem com uma certa regularidade idades de 2700 Ma e 2000 Ma., sendo os de 2000 Ma consideradas como retrabalhamento transamazonico das rochas arqueanas.

Estas duas datações preliminares, realizadas com rochas geologicamente estudadas, evidenciam com clareza duas fases importantes na evolução da borda meridional do Craton do São Francisco.

1) Orogenese e metamorfismo do Arqueano Superior. O granito Bom Sucesso representa provavelmente uma granitização do fim de um Ciclo do Arqueano Superior.

2) Uma granitização importante no transamazonico. Esta granitização nesta área, não parece associada a metamorfismo intenso pois não rehomogeneiza totalmente os isotopos de Rb e Sr.

Bibliografia

- DIRAC, F.M. & EBERT, H. 1967 - Isotopic ages from the pegmatites province of Eastern Brasil. Min. Met. 6:288-289.
- EBERT, H. 1955 - Pesquisas na parte Sudeste do Estado de Minas Gerais. An.Dir. O.G.M. D.F.P.M. D.N.P.M.
- EBERT, H. 1957 - Beitrag zur Gliederung des Prekambrium in Minas Gerais Geol. Rundschau 4S.
- EBERT, H. 1971 - Mapa Geológico do Sul de Minas Gerais na escala 1:300.000 D.N.P.M.
- QUÉMÉNEUR, J. 1987a- Esboço estratigrafico, estrutural e metamorfico da Serra do Bom Sucesso. Anais do IV Simpósio de Geologia de

Os granitoides e outras rochas ígneas

As principais rochas ígneas ocorrendo na área são:

- granitoides: granitos e tonalito,
- gabros.

Os granitoides foram divididos em dois a partir dos dados de campo (J. Quéméneur e R. Baraud 1983, J. Quéméneur 1987 1)

- granitoides velhos
- granitoides novos.

Os granitoides velhos são representados pelo granito sw Bom Sucesso e o tonalito de Ibituruna.

O granito de Bom Sucesso forma um maciço de limites difusos passando gradativamente a migmatitos de um lado e a charnokitos de outro. Apresenta uma composição granodiorítica, com biotita e restos de piroxenios.

Os granitos novos

São maciços circunscritos mostrando contatos nítidos com as encaixantes. Alguns tais como Granito Tabuões, desenvolvem uma aureola de metamorfismo de contato. Estes granitos apresentam localmente um zoneamento, sendo a borda constituída por material mais fino e mais máfico, e o centro, de granulação grosseira, contem uma proporção maior de feldspatos potássicos (Granito Ritapolis). Nota-se a existência de grandes enclaves máficos nas bordas do granito Ritapolis. Foram identificados quatro maciços destes na área:

- Granito Ritapolis (o maior com cerca de 25km de diametro),
- Granito Tabuões,
- Granito Cassiterita (mero apendice do granito Ritapolis),
- Granito Nazareno.

Estes granitos são provavelmente responsáveis pelos pegmatitos em Li, Rb, Sn e Ta da região. Duas datações K Ar e micas destes pegmatitos (Dirac e Ebert 1967) deram uma idade de cerca 1100 M.a.. Este fato levou-nos, até as últimas datações, atribuir uma idade uruaçuana aos granitos novos.

Gabro de São Sebastião de Vitaría

Este grande maciço de pelo menos 15km x 5km deve ser atribuído a uma época anterior aos granitos novos por ser cortados por numerosos veios aplíticos e pegmatíticos. Pode se tratar dum corpo diferenciado por representar "facies" com proporção variável de plagioclases.

DATAÇÕES

No âmbito do convênio Brasil-França CAPES COFECUB foi estabelecido um plano de datações a ser realizado no laboratório "Origine, évolution et dynamique des magmas" U.A.10 C.N.R.S. na universidade de Clermont II sob a direção do prof. P. Vidal. Este plano prevê, na sua fase inicial, datações Rb/Sr dos granitos e granulitos da região de São João Del Rei. Os primeiros resultados obtidos referem-se ao granito Tabuões e ao Granito Bom Sucesso.

1 - Granito Tabuões

Uma isocrona foi obtida com 11 pontos procedente de amostras disseminadas na porção norte do granito. Estes pontos apresentam-se perfeitamente alinhados dando uma idade de 1932 ± 21 m.a. . A margem de erro estando próxima do limite do método.

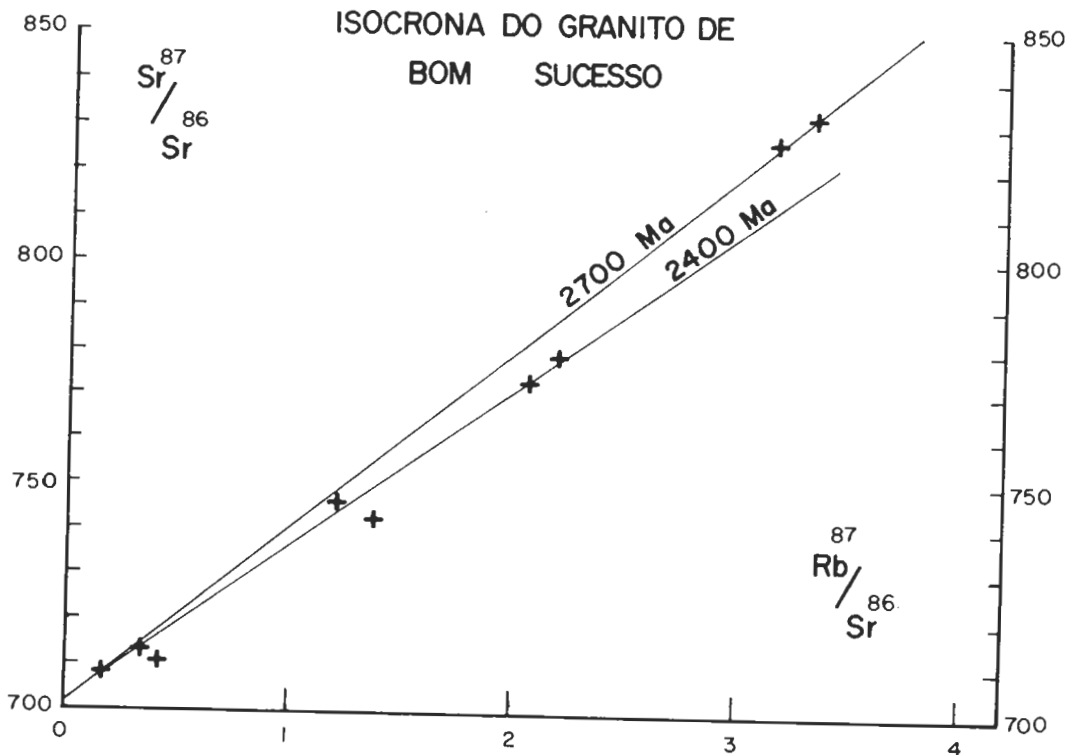
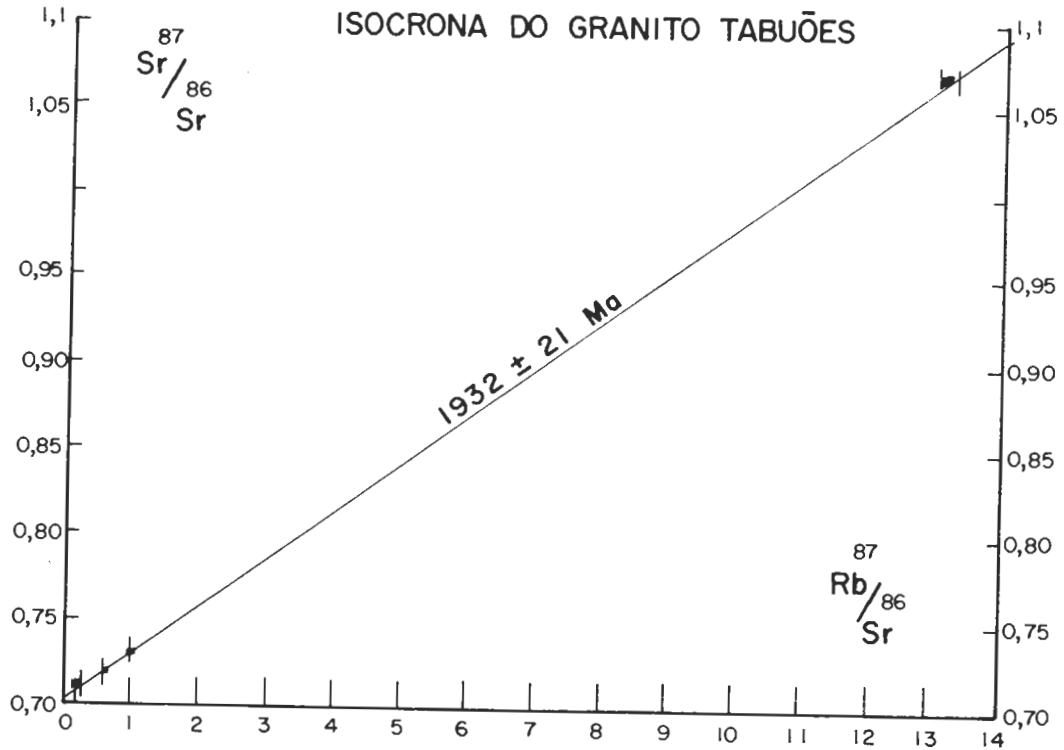
Podemos considerar este granito como transamazônico assim como provavelmente os outros granitos "novos" e os pegmatitos associados. Uma primeira tentativa de datações Rb/Sr destes corpos esbar-

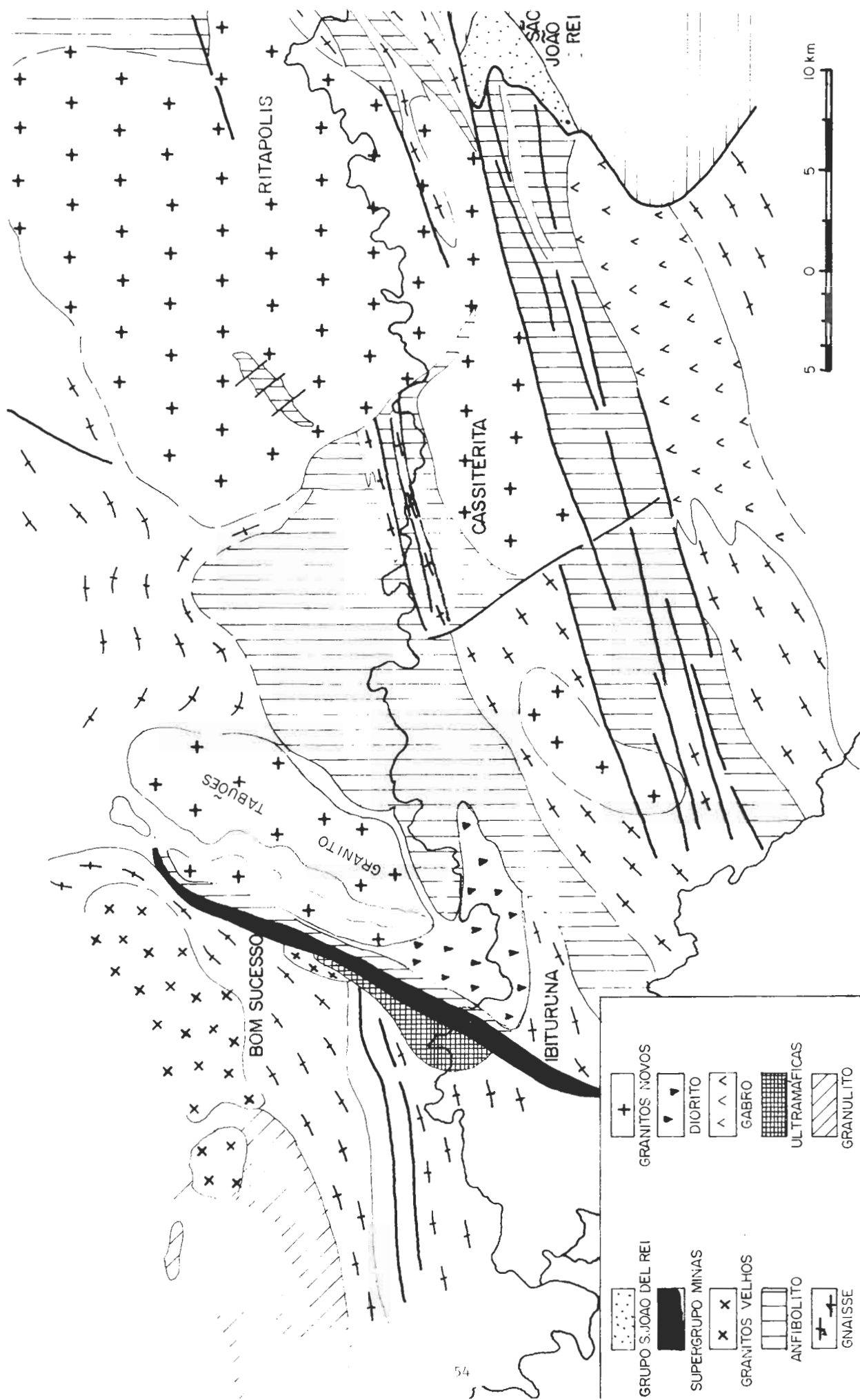
Minas Gerais, 135-146 p.

QUÉMENEUR, J. 1987b- Petrography of the pegmatites from Rio das Mortes Valley South east Minas Gerais Brasil. *Revist. Bras. Geociências*. 17(6): 595-600.

QUÉMENEUR, J. e BARAUD, R. 1983 - Estrutura e geologia do Embasamento Arqueano da área pegmatítica de São João Del Rei. *An. Simp. Geol. de Minas Gerais 2 - 1983. Atas.* 449-460.

TEIXEIRA: W. 1985 - A Evolução geotectonica da porção meridional do Craton do São Francisco com bases interpretações geocronológicas. São Paulo. Tese doutoramento. Inst. Geoc. USP.





PETROGRAFIA E FORMAÇÃO DE MIGMATITOS AO
NORTE DO GREENSTONE BELT DE FORTALEZA DE MINAS, MG

Edison Durval Ramos Carvalho
Asit Choudhuri
Alfonso Schrank

Departamento de Metalogênese e Geoquímica
Instituto de Geociências
Universidade Estadual de Campinas

A geologia da região de Fortaleza de Minas foi tratada, entre outros, nos trabalhos de Teixeira e Danni (1979), Carvalho et alii (1982) e Schmidt (1983). A seqüência vulcano-sedimentar desta região consiste de derrames e corpos de rochas máficas e ultramáficas, tais como komatiitos, metabasitos, clorita-talco xistos, serpentinitos, tufo, cherts e formação ferrífera, típicas de um greenstone belt. Ao redor destes ocorrem migmatitos e tonalitos que ainda não foram caracterizados com respeito a sua natureza, o que se propõe neste estudo. Crosta et alii (1986) separaram os terrenos granito-greenstone com migmatitos, de paragnaisses que se encontram ao sul e sudeste desta faixa.

Dentro do contexto regional observa-se que a faixa de rochas graníticas do terreno granito-greenstone se estende numa direção WNW-ESE continuando desde Fortaleza de Minas até sul e sudeste de Alpinópolis. Característica para esta faixa é a forte deformação por cisalhamento dúctil de intensidades variáveis e com sentido de movimento sinistral. Por exemplo, logo ao norte de Fortaleza de Minas a deformação dos migmatitos é intensa, diminuindo até ocorrer a mudança de litologias para tonalitos (Fig. 1), esses sendo muito menos afetados. Pelo forte cisalhamento, os migmatitos apresentam um aspecto bandado sendo presentes também dobras em bainha, boudins e lineação de estiramento; ocorrem também, de forma gradacional, porções graníticas bastante homogêneas. Por outro lado os tonalitos são maciços com grãos de feldspato branco em um fundo de granulação mais fina e de cor escura; localmente ocorrem porém feições migmatíticas que tendem obliterar esse aspecto típico dos tonalitos.

Os migmatitos são de composição granítica - granodiorítica tendo como minerais microclina, quartzo, plagioclásio (~ An₂₇ com alteração para mica branca e bordas claras sem alteração), biotita e acessórios, apatita, zircão, allanita, epidoto e carbonato. Em todas as rochas os zircões são zonados, de cor parda e com hábito e terminações semelhantes. As microclinas são límpidas sem a deformação que afeta os outros minerais e os plagioclásios são corroídos nas bordas com "gotas" de quartzo - texturas descritas por Mehnert et alii (1973) como sendo resultados de fusão parcial. Nos tonalitos predomina plagioclásios com pouca ou nenhuma microclina. Os acessórios são os mesmos e os zircões com as mesmas feições.

OS MIGMATITOS NO SISTEMA GRANÍTICO

Conhecendo a composição modal de rochas graníticas e as composições de feldspatos é possível fazer estimativas de temperaturas de fusão das rochas e o percurso de sua cristalização como foi demonstrado por Winkler et alii (1975). Para fazer uma avaliação deste tipo nos migmatitos foram selecionadas rochas típicas com a finalidade de análise modal. Para fins de cálculo, foi estimada a composição de plagioclásio nas rochas e supondo que o feldspato alcalino seja representado pelo componente puro $KAlSi_3O_8$; foi escolhido também o sistema granítico de componentes Ab-An-Or-Q para uma pressão de $P_{H_2O} = 5$ kb baseado na estimativa de pressão de metamorfismo ao sul de Fortaleza de Minas (Choudhuri et alii, 1988). As composições calculadas são lançadas na Figura 2 que representam os sistemas An-Ab-Or e Q-Ab-Or respectivamente, sendo analisadas em termos de formação de fusão.

O sistema Q-Ab-Or serve como exemplo no qual são projetados os isoterms dos sistema Q-Ab-Or-An e os valores do quarto componente An ao longo de isoterms segundo Winkler (1977). As primeiras fusões parciais se formam na linha cotética que representam temperaturas mínimas no sistema. Com o aumento da temperatura e quantidade de fusão, sua composição migra para as superfícies cotéticas deixando as com temperaturas mais elevadas. Na cristalização de uma massa fundida o percurso é contrário. Na Figura 2 as composições dos migmatitos caem nas superfícies cotéticas ou bem próximo delas. Os tonalitos sendo pobres em feldspato alcalinos são bastante afastados das superfícies e não cabe a sua avaliação nestes sistemas.

Em termos de fusão parcial o ponto nº 6 na Figura 2 é um bom exemplo para ser analisado. No sistema Q-Ab-Or a composição desta rocha contém 3% de An e está representada na isoterma de $670^{\circ}C$ com valor próximo de 4% An; portanto este ponto se acha na superfície cotética de quartzo-plagioclásio-líquido-vapor. A mesma situação se revela ao examinar este ponto com 31% de quartzo no sistema An-Ab-Or onde ele está bem no isoterma de $670^{\circ}C$. Podemos concluir que sua posição se situa no campo de fusões graníticas de baixa temperatura. As composições nº 1 e 2 também permitem análises semelhantes e fornecem temperaturas em torno de $685^{\circ}C$. Os demais pontos com suas posições acima das superfícies cotéticas representam temperaturas mais elevadas que podem ser determinadas somente com experiência de fusão parcial. Resumindo, podemos dizer que os migmatitos representam fusões que ocupam o espaço de temperaturas baixas no sistema granítico que provavelmente prevaleceram durante o evento de cisalhamento ductil.

A FORMAÇÃO DOS MIGMATITOS

Como uma hipótese de trabalho, sugerimos que a formação dos migmatitos ocorreu a partir de fusão parcial de tonalitos da região. Esta fusão parcial, onde mais pronunciada, gerou os migmatitos da região (Fig. 1), enquanto onde incipiente, permanecem os tonalitos com apenas alguns indícios de fusão.

O contexto acima colocado pode reforçar a idéia de Hollister e Crawford (1986) de que a ocorrência de fusão parcial, pode facilitar a geração de zonas de cisalhamento dúctil, pois na região dos migmatitos (maior fusão) apresentam-se intensamente deformados e cisalhados, enquanto os tonalitos são menos deformados.

Esta hipótese se baseia nas observações de campo onde os tonalitos sofreram migmatização ou mobilização, no estudo petrográfico, no fato de que os zircões dessas rochas são todos bastante semelhantes e na análise de composição dos migmatitos no sistema granítico. Mesmo assim, surge uma série de dúvidas com respeito à seqüência

de eventos no terreno granito-greenstone e com respeito aos processos exatos que deram origem aos tonalitos e migmatitos ao lado. Duvidamos, portanto, se realmente existiu um embasamento tonalítico para o greenstone belt e se este é ainda reconhecível. Com estas dúvidas em mente montamos as seguintes possibilidades dentro da hipótese básica:

1. Os tonalitos maciços já existiam e foram posteriormente mobilizados e migmatizados durante o evento de cisalhamento.
2. Os tonalitos foram colocados em massa nas seqüências de greenstone e foram sucedidos por fusões graníticas que evoluíram, com a queda de temperatura, na direção do mínimo no sistema granítico. Neste mesmo tempo ocorreu o cisalhamento ductil dando origem aos migmatitos.
3. Fusões parciais de composição tonalítica e granítica subiram simultaneamente em forma de "crystal mush" para serem colocadas nas seqüências de greenstones.

Na falta de uma análise mais detalhada das rochas e análises de elementos maiores, traço e terras raras, não podemos fazer ainda uma escolha dessas possibilidades e deixamos a questão em aberto.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq. Agradecemos também a Gergely Szabó e Silvio Jorge Coelho Simões pelas animadas discussões no campo e sua boa companhia.

BIBLIOGRAFIA

- CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F. e SOARES, P.C. -1982- Paragêneses e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e arredores, MG. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA, An. 2, 641-647.
- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.; SCHRANK, A. -1988- Stability relations of amphiboles in mafic-ultramafic schists from the greenstone belt around Jacuí, Southwestern Minas Gerais. XXXV Congr. Bras. Geol. Belém, PA, An. 3, 1425-1437.
- CROSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. -1986- Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, GO, 1986. Anais, SBG, v.2, p. 710-721.
- HOLLISTER, J.S. & CRAWFORD, M.L. -1986- Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. *Geology*, 14, 558-561.
- MEHNERT, K.R.; BUSCH, W. & SCHNEIDER, G. -1973- Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *N. Jb. Min. Mh.* 4, 165-183.
- SCHMIDT, W. -1983- Die Geologie der Araxa Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien unter besonderer Berücksichtigung des Grünsteingürtels von Fortaleza de Minas. univ. Freiberg, RFA (tese de doutoramento).
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. -1979- Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, MG. *Rev. Bras. Geoc.* 9, 17-26.
- WINKLER, H.G.F. -1977- Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blucher Ltda.
- WINKLER, H.G.F.; BOESE, M. & MARCOPOULOS, T. -1975- Low - temperature granitic melts. *N. Jb. min. Mh.* 6, 245-268.

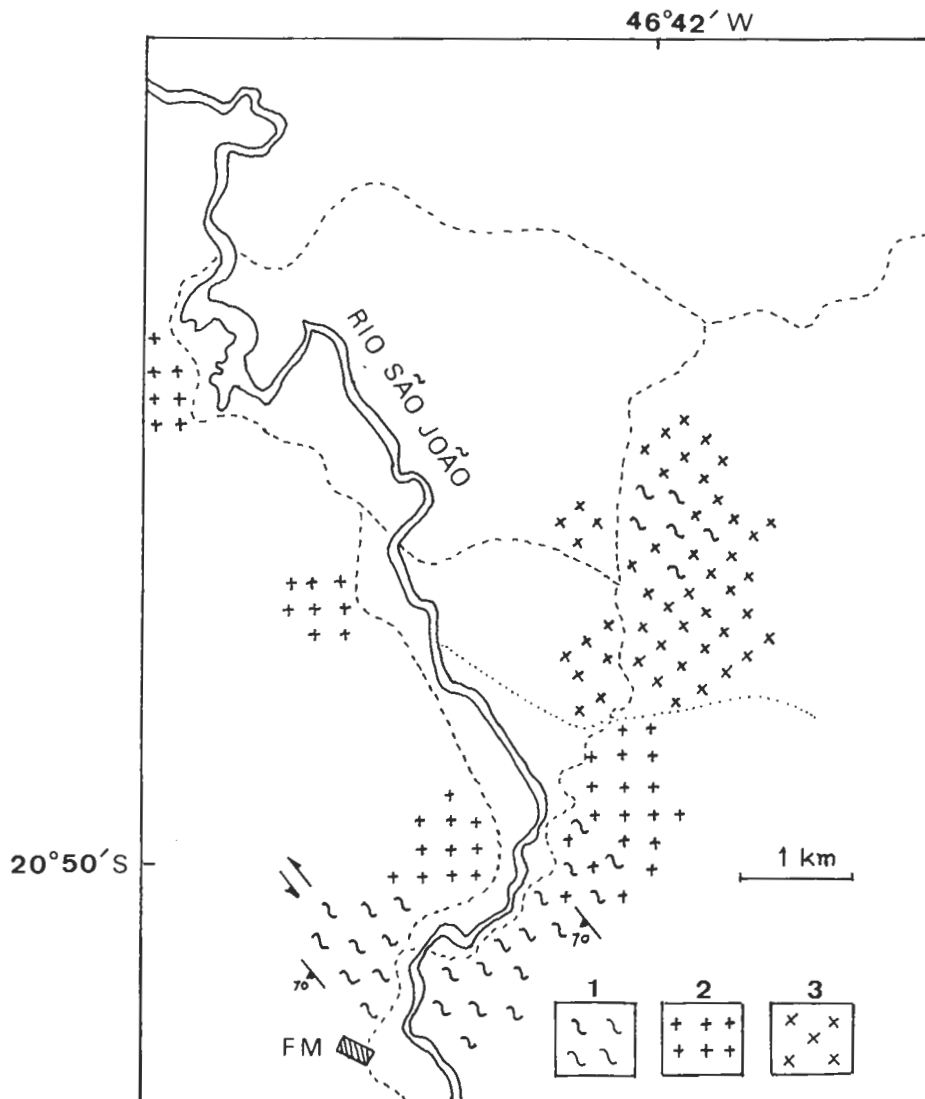


FIG.1

FIG. 1 - Mapa esquemático de litologias ao norte de Fortaleza de Minas. Legenda: 1 = migmatitos; 2 = rochas graníticas; 3 = tonalitos; flechas = sentido e direção do cisalhamento; barras = mergulho da foliação; FM = Fortaleza de Minas; linha tracejada = estradas, linha pontilhada = limite sul aproximado dos tonalitos.

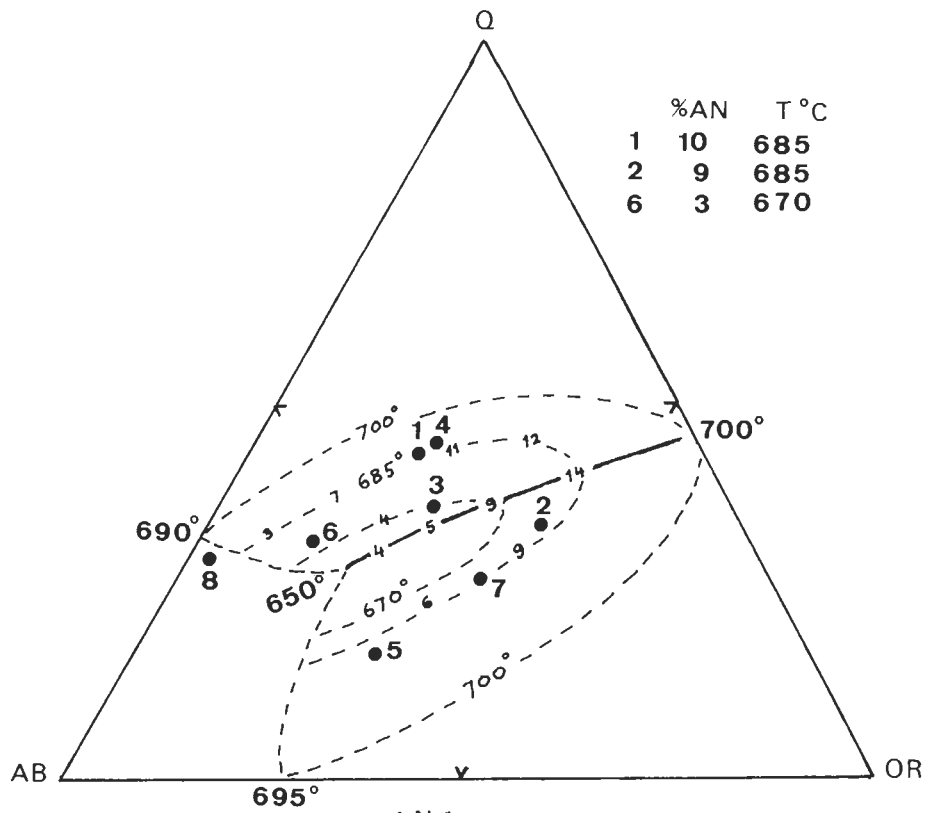


FIG. 2

$P_{H_2O} = 5kb$

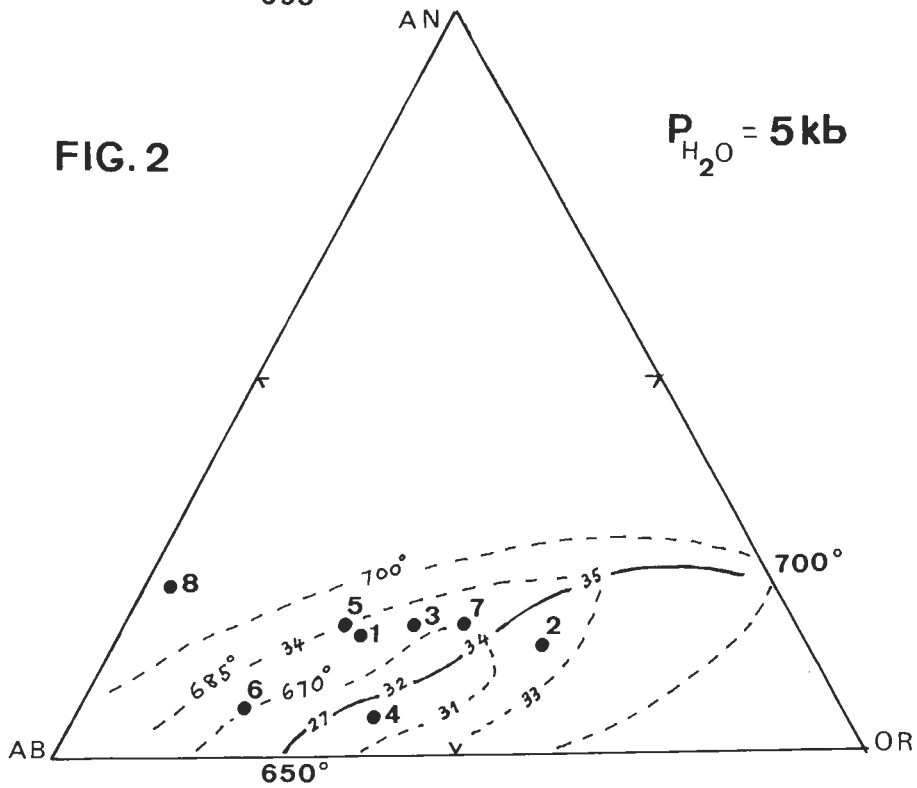


FIG. 2 - Composição dos migmatitos, pontos 1 a 8, no sistema granítico, Q-Ab-Or e An-Ab-Or segundo Winkler (1977). Os números nos isothermas (tracejados) das projeções de superfície cotéticas correspondem a porcentagens de An e Q.

GEOCHEMISTRY OF DIFFERENTIATED MAFIC BODIES FROM THE
HIGH-GRADE TERRAIN OF THE GUAXUPÉ MASSIF - EVALUATION OF
CRUSTAL CONTAMINATION OF BASALTIC MAGMA

Asit Choudhuri¹

Gergely Szabó²

Sundaram S. Iyer³

1 Instituto de Geociências - UNICAMP, Campinas

2 Instituto de Geociências - USP, São Paulo

3 Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares - CNEN, São Paulo

One of the characteristic features of granulite facies rocks frequently cited in literature is their depletion in large ion lithophile elements (LILE) such as K, Rb, Cs, Th and U compared to amphibolite facies rocks (Tarney and Windley, 1977; Weaver and Tarney, 1983). Such a depletion is accounted for by the passage of fluids through deep crustal rocks during pro-grade metamorphism transitional from the amphibolite to granulite facies. The geochemical signature of the resulting crust is therefore an important factor that may or may not influence the composition of magmas which pass through or intrude this crust. In evaluating the presence or absence of crustal contamination in mafic magmas, Weaver and Tarney (1983) have examined the geochemical features of mafic dykes that intrude high-grade Archaean terrain in Scotland and have made comparisons of other continental mafic magmas from the Phanerozoic time. The influence of crustal contamination on basaltic magma has also been reported by Gibbs et al. (1988) for the Grão Pará volcanics. Here we examine some of the differentiated mafic bodies from the Guaxupé Massif and assess the degree of contamination of their magmas by the high-grade crust in which they occur.

GEOLOGY

Mafic bodies of various dimensions occur at many places in basement gneisses of Southern Minas Gerais as well as in granite-greenstone terrains - an evidence for recurrent basic magmatism in the process of consolidation of the crust in this region. A general account of the geology of a part of Southern Minas Gerais where the bodies occur can be found in Fernandes et al. (1987), while Choudhuri and Szabó (1982) give a more detailed account of differentiated mafic bodies which are dealt with here. These bodies occur scattered in the gneisses of the Guaxupé Massif and were probably sill-like intrusions, as suggested by their coarse grain (1-7 mm), later disrupted and separated during regional deformation and metamorphism. They are generally associated with tonalitic gneisses or meta-

diorites sometimes with garnet-biotite gneisses, all of them with parageneses compatible with granulite facies metamorphism. Later migmatization in the Brazilian Cycle (~ 600 Ma) has engulfed these rocks in masses of pink potassic granites, augen gneisses and migmatites with superimposed effects of intense regional shearing in a zone extending from WNW to ESE.

With rare exceptions, where a semblance of fine-scale layering remains and pale patches of feldspar aggregates can be seen on the outcrop scale, there is no clear evidence of the mafic bodies having resulted from differentiation in situ. Petrographic examination of the different rock types, however, show clearly that this has occurred, as can be seen by relict cumulus & intercumulus textures, although these have been later overprinted by metamorphism. That these rocks are products of differentiation is also clear from the variation in plagioclase and mafic minerals, pyroxenes and hornblendes, which gives rise to types grading from cumulate hornblende pyroxenites with interstitial plagioclase, to gabbros and anorthositic gabbros, their present parageneses corresponding to granulite and amphibolite facies. The main minerals, olive-green hornblende, pink enstatite and pale green diopside* \pm plagioclase (An₃₄ to An₄₈), are accompanied by much apatite, ilmenite, magnetite, zircon \pm carbonate and secondary biotite; texturally they are all annealed, polygonal and granoblastic.

MAJOR AND TRACE ELEMENTS

Major element chemistry of the mafic bodies shows them to belong to the tholeiitic series in an FeO_t-MgO-(Na₂O + K₂O) diagram, although observably a slight alkali enrichment in some of the samples, due no doubt to later migmatization effects, shifts them towards the calc-alkaline field. Plots of TiO₂, MgO, Ni, Cr and Zr (Fig. 1) among others, clearly bring out the differentiated nature of these rocks. Their strong iron-enrichment, and accompanying high V contents, suggest an already evolved tholeiitic magma as the source of these rocks.

Crucial to the question of magma generation and source composition is the distribution of trace elements and REE in mafic-ultramafic rocks. The characteristic pattern obtained in a Wood et al. (1979) type "spidergram" aids in analysing and comparing their geochemical features with other rocks. An important facet of such spidergrams is the indication of possible contamination if any, of basaltic magma by the crust through which they have passed. Thus, Weaver and Tarney (1983) examined the patterns of Scourie dykes in Scotland comparing them with that of the granulite terrain in which these dykes intrude. In analogy we treat the incompatible element trend of the gneisses from the amphibolite and granulite facies terrain of the Guaxupé massif to assess the spidergrams of the basic bodies in Fig. 2. First of all, the pattern of the high grade terrain of the Guaxupé massif turns out to be distinct (enriched in LILE) compared to the crust in Scotland, so that the former has to be our line of reference. Therefore a chosen middle term sample of the mafic bodies is compared with those patterns. Now since the mafic compositions are evolved with respect to differentiation, their Th and Nb "dips" or anomalies are too pronounced to have resulted from mixing with or contamination by crustal components. On the other hand,

* Pyroxene names are adopted from the IMA nomenclature given by Morimoto et al. (1988).

enrichment of Rb and K is likely to be due to effects of a later migmatization mentioned earlier on. Surprisingly, the trend of the incompatible elements of the mafic rocks matches continental margin high-Al basalts, but as yet we have no explanation for this similarity. Continental basalts have in contrast much higher LILE and LREE. For the time being, we suggest that there appears to have been no significant crustal contamination of the basaltic magma and their composition probably reflects the nature of their source. Further work should provide a clearer understanding of such processes.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank CNPq for funding field work and are grateful to the authorities of IPEN - São Paulo for analytical facilities.

REFERENCES

- CHOU DHURI, A. & SZABÓ, G.A.J. - 1982 - Metamorphosed and differentiated basic intrusives in the Poço Fundo area, South Minas Gerais. XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador, An. 2, 426-439.
- FERNANDES, J.F.; IYER, S.S.; IMAKUMA, K. & CHOU DHURI, A. - 1987 - Geochemical studies in the Proterozoic metamorphic terrane of the Guaxupé Massif, Minas Gerais, Brazil. A discussion on large ion lithophile element fractionation during high-grade metamorphism. Precambrian Res. 36, 65-79.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K. & OLSZEWSKI Jr., W.J. - 1986 - Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 16, 201-211.
- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. & GOTTARDI, G. - 1988 - Nomenclature of Pyroxenes, Bull. Mineral, 111, 535-550.
- TARNEY, J. & WINDLEY, B.F. - 1977 - Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. J. geol. Soc. Lond. 134, 153-172.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. - 1983 - Chemistry of the sub-continental mantle: inferences from Archaean and Proterozoic dykes and continental flood basalts. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths, C.J. HAWKESWORTH & M.J. NORRY (editors), 209-229.
- WOOD, D.A.; JOROS, J.L.; TREUIL, M.; NORRY, M. & TARNEY, J. - 1979 - Elemental and Sr isotope variation in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contr. Min. Pet. 70, 319-339.

FIGURE CAPTIONS

- Fig. 1 - Harker diagrams for mafic bodies showing differentiation trends.
- Fig. 2 - Spidergrams with elements normalized to primitive mantle in order of decreasing incompatibility after Wood et al. (1971). A = amphibolite facies gneisses, G = granulite facies gneisses from Guaxupé Massif, L = Lewisian granulites from Weaver and Tarney (1983), M = middle term of mafic bodies of this study.

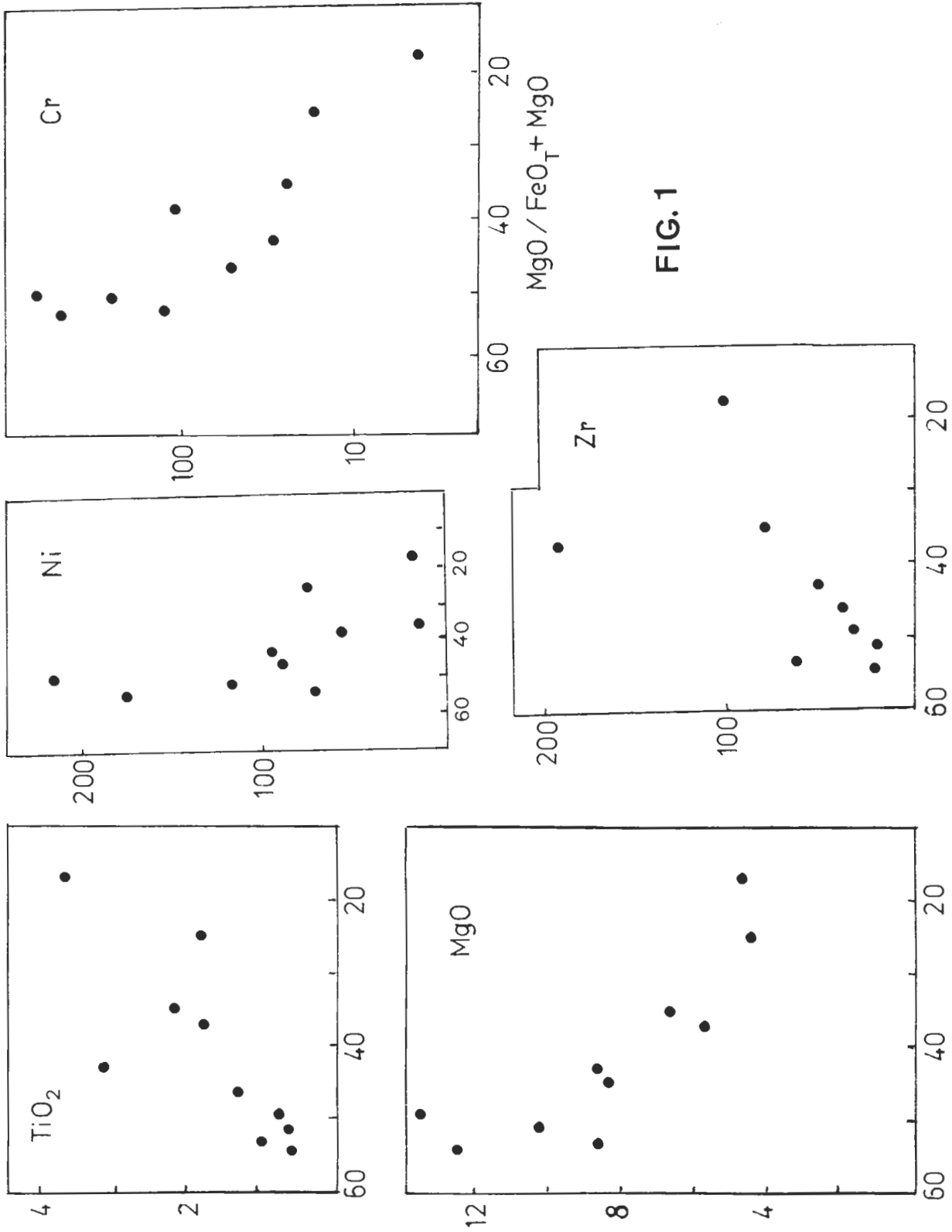


FIG. 1

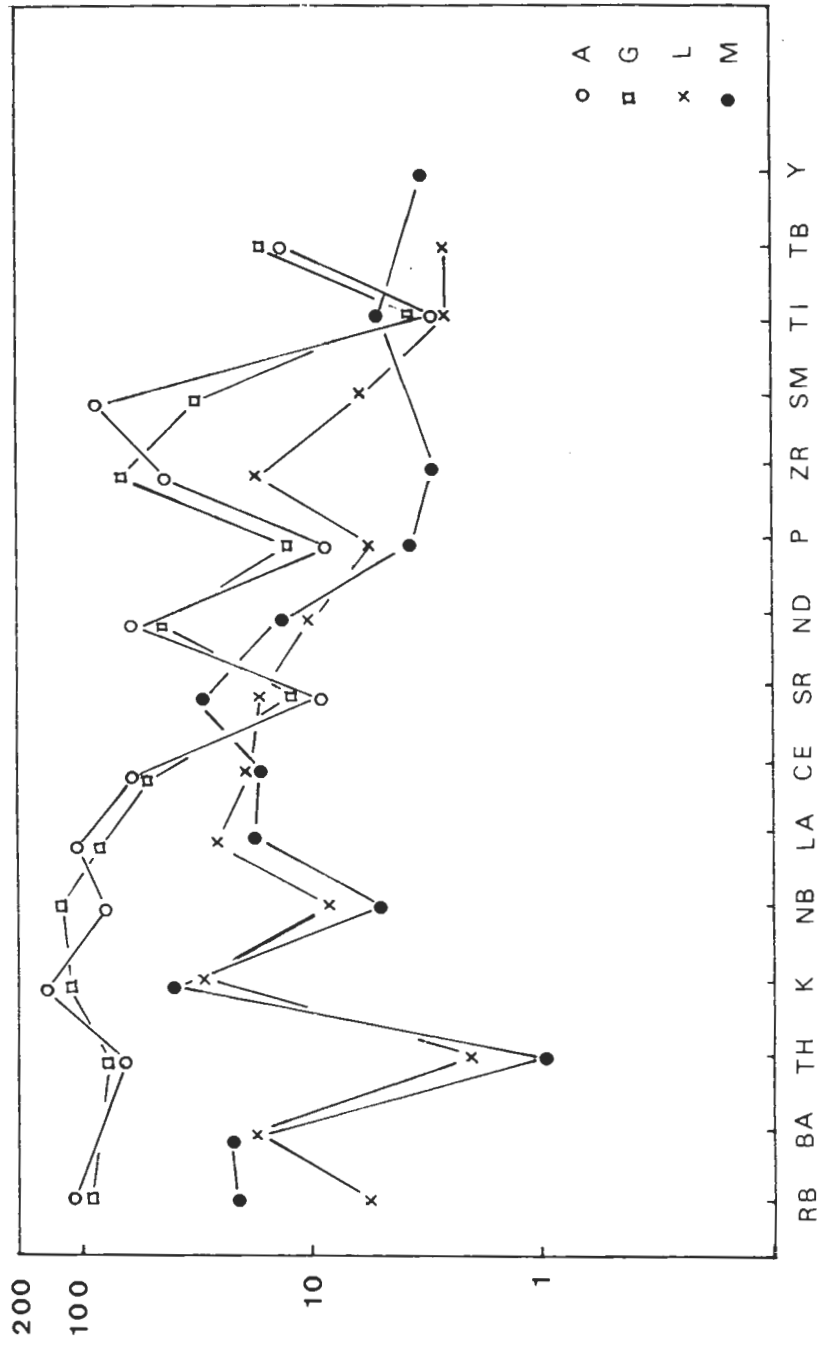


FIG. 2

MAPEAMENTO FACIOLÓGICO DO BATÓLITO GRANITÓIDE CÁLCIO-ALCALINO DE PINHAL-IPUIÚNA (MG)

Antonio Carlos B.C. Vasconcellos & Valdecir de Assis Janasi
Instituto de Geociências USP, C.P. 20.899, São Paulo-SP

INTRODUÇÃO

A presença de extensos batólitos dominados por hornblenda-biotita granitóides porfiríticos cálcio-alcálicos é feição conspícua no pré-Cambriano do Estado de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais (Janasi & Ulbrich, 1989). Apesar de sua importância dentro do quadro geológico regional inexistem mapeamentos faciológicos dedicados a eles. O presente trabalho procura trazer uma contribuição ao estudo dessas ocorrências, apresentando resultados preliminares do mapeamento regional (escala aproximada 1:100.000) realizado no batólito de Pinhal-Ipuiúna, localizado na região das cidades homônimas (NE de São Paulo-SW de Minas Gerais).

SITUAÇÃO GEOLÓGICA

O batólito de Pinhal Ipuiúna aflora no extremo sul do "Maciço de Guaxupé" (Almeida et al. 1976), extenso terreno em forma de cunha que se coloca tectonicamente, através da nappe de empurrão de Socorro-Guaxupé, por sobre seqüências meta-vulcano-sedimentares da Faixa Dobrada Alto Rio Grande (Campos Neto, 1985). Predominam no Maciço de Guaxupé rochas gnáissicas fortemente migmatizadas (Complexo Pinhal, Wernick & Penalva, 1980); os mesossomas são em geral (hornblenda)-biotita gnaisses graníticos a dioríticos. Rochas meta-sedimentares são observadas localmente, e na porção sul do Maciço são portadoras de cordierita.

Várias pequenas ocorrências de biotita granitos equigranulares róscoos foram geradas como produto da migmatização regional. Esses granitos anatéticos são abundantes na porção meridional do Maciço de Guaxupé, e foram incluídos no batólito Pinhal-Ipuiúna por alguns autores. Não parece existir, contudo, qualquer relação genética ou temporal entre esses granitos anatéticos e os granitóides predominantemente porfiríticos que constituem o batólito Pinhal-Ipuiúna na concepção aqui adotada. Assinala-se a ocorrência de um conjunto de biotita granitos "porfiroblásticos" associados aos migmatitos circundantes principalmente na região a S-SE de Pinhal, que são por ora também excluídos do bató

lito.

Embora se admita uma idade pré-brasiliana para as seqüências metamórficas aflorantes no Maciço, as determinações geocronológicas obtidas até o momento limitam-se a valores do Proterozóico superior (em geral, 680-510 Ma, Artur 1988).

GEOLOGIA E FACIOLOGIA DO BATÓLITO

O batólito Pinhal-Ipuiúna compreende um conjunto de granitóides porfiríticos a porfiróides que se estende, com alongamento E-W, desde a região de Pinhal (SP) até a de Ipuiúna (MG), a E (70 km), onde ocorre uma brusca inflexão para NW (fig. 1). Ocupa uma área aproximada de 790 km². A falha transcorrente de Jacutinga constitui o seu limite meridional. Seus demais contatos se dão com granitos equigranulares nebulíticos e migmatitos. Embora em muitos afloramentos granitos equigranulares sejam claramente intrusivos em rochas do batólito, não nos parece claro se o volume principal de granitos anatéticos se gerou posteriormente aos granitos porfiríticos, já que estes localmente são vistos invadindo rochas gnáissicas já migmatizadas.

Uma importante variedade faciológica foi constatada no batólito Pinhal-Ipuiúna. Para efeito de descrição, na escala adotada, reunimos os facies identificados em três unidades (agrupamentos de facies).

A unidade mais antiga, designada informalmente **São José da Prata**, é constituída por monzodioritos (localmente, dioritos e quartzo monzonitos) cinzentos, equigranulares médios ou porfiríticos (neste caso, com megacristais de 1-2 cm de plagioclásio e/ou feldspato alcalino). Hornblenda e biotita são os minerais máficos mais importantes. Clinopiroxênio ocorre em algumas amostras; magnetita, titanita, apatita, zircão e allanita são acessórios. O índice de cor se situa em torno de 20. Essa unidade ocorre em áreas de topografia suave na porção centro-leste do batólito (fig. 1), ocupando cerca de 10% de sua área total.

Hornblenda-biotita granitos e granodioritos (localmente, quartzo monzodioritos) foram reunidos na unidade **Ipuiúna** (55% da área total do batólito). Predominam na metade oriental do batólito, e formam uma zona de borda na sua metade ocidental (fig. 1). Diferem dos tipos da unidade anterior pela composição mais diferenciada, caráter uniformemente porfirítico (com megacristais de feldspato alcalino róseo de tamanho variado, em média 3-5 cm, em matriz cinza de composição tonalítica e menores índices de cor (em torno de 15). Enclaves microgranulares escuros são comuns. Pequenas ocorrências de gabro são encontradas em meio a essas rochas próximo a Ipuiúna (MG).

As áreas de topografia elevada e relevo íngreme nas porções cen

tral e ocidental do batólito (fig. 1) são dominadas por granitos róseos com baixo índice de cor, reunidos na unidade **Serra do Pau-D'Alho** (35% da área do batólito). O tipo dominante é um biotita sienogranito grosso a porfiróide, por vezes hololeucocrático (em especial na região da Serra do Paiol). Também comuns são biotita granitos inequigranulares médios, com índices de cor um pouco maiores (até 10), que predominam na região de Campestrinho (fig. 1). Característica comum a todos os facies desta unidade é a presença de abundante feldspato alcalino como constituinte da matriz.

Todas as rochas do batólito exibem uma foliação de origem tectônica que não chega a obliterar, contudo, relações de contato entre os diferentes facies (em escala de afloramento e de mapa); foliações de fluxo magmático se preservam localmente. Junto à Falha de Jacutinga, as rochas do batólito foram transformadas em "augen-gnaisses" (com biotita esverdeada e epidoto como máficos).

Não existem determinações geocronológicas para as rochas do batólito. O batólito de Socorro, aparentemente similar, foi datado em 880 Ma (facies tardios) por Tassinari (1988).

ASPECTOS PETROLÓGICOS E TECTÔNICOS

O conjunto de granitóides reconhecido no batólito Pinhal-Ipuiúna tem uma variação petrográfica bastante acentuada, incluindo desde dioritos (e gabros) até sienogranitos. Avaliações modais preliminares definem uma tendência composicional equivalente à da série cálcio-alkalina de alto K de Lameyre & Bowden (1982) para o conjunto formado pelas unidades São José da Prata e Ipuiúna. A unidade Serra do Pau-D'Alho tem composições mais diferenciadas, e há uma aparente descontinuidade entre ela e a unidade Ipuiúna, marcada pela raridade de composições intermediárias.

A presença comum de enclaves microgranulares escuros, e mesmo de pequenas ocorrências de gabro, sugere uma contribuição significativa de material básico de derivação mantélica na constituição do batólito. Além disso, merece menção a presença de volumes consideráveis de rochas intermediárias, definindo um "trend expandido" (no sentido de Pitcher 1982) bem marcado para o conjunto. A presença conspícua de hornblenda é um fator adicional a contrastar as rochas do batólito com os granitóides de tipo I caledoniano de Pitcher (1982), onde esse mineral aparece de modo esporádico. De fato, os aspectos acima destacados são mais característicos da série de granitóides cálcio-alkalinos I cordilheranos, considerados típicos de zonas de subducção de tipo B. O caráter mais rico em K das rochas intermediárias contrasta, entre tanto, com aquele descrito em batólitos cordilheranos clássicos (Pit

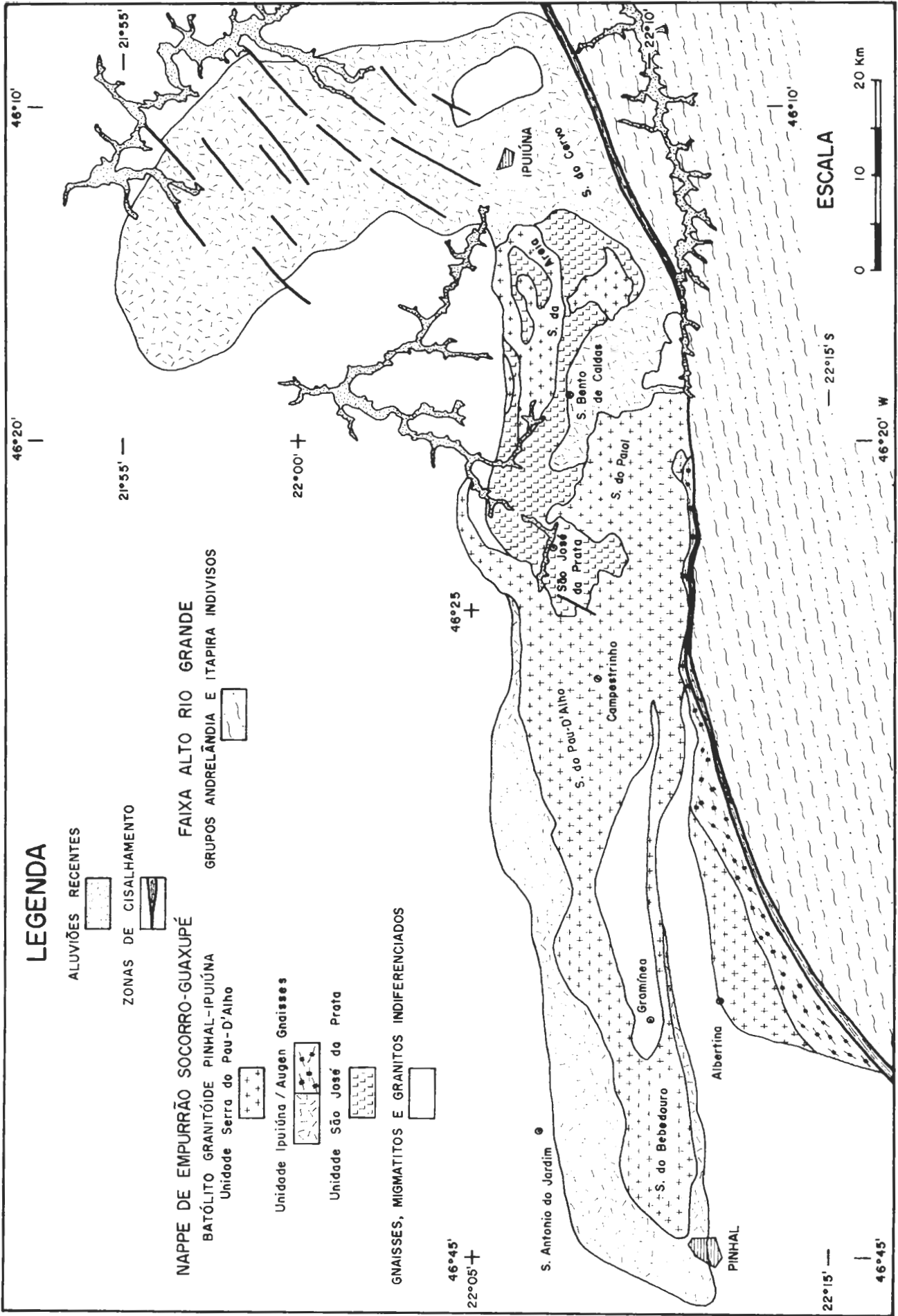
cher 1982), onde as composições tonalíticas são largamente dominantes.

Como já destacado, a presença de batólitos lineares cálcio-alcalinos é feição conspícua em várias porções do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e adjacências. Eles são em geral pré-colisionais, mostram evidência de importante contribuição mantélica, e uma relação com processos de subducção de tipo E não pode ser descartada a priori. Nesse sentido, cumpre destacar o marcado contraste entre essas ocorrências e os granitóides sin- a tardi-tectônicos ao ciclo brasiliano, expostos a sul da área estudada, cujas características são mais próximas de granitos I Caledonianos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. 1976 The upper Pre-Cambrian of South America. Bol. Inst. Geoc. USP, 7: 45-80.
- ARTUR, A.C. 1988. Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. USP, 231 p.
- CAMPOS NETO, M.C. 1985. Evolução do pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simp. Reg. Geol., 5, São Paulo. Atas, 2:561-571.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1989. Middle to Upper Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo (southeastern Brazil). In: Symp. Precambrian Granitoids, Helsinki (no prelo).
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1932. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volc. Geoth. Res., 14: 169-186.
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (ed): Mountain building processes. Academic Press, p. 19-40.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. USP, 236 p.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1980. Contribuição à geologia do Grupo Pí-nhal (SP e MG). Rev. Bras. Geoc., 10: 43-62.

FINANCIAMENTO: FINEP/ USP (86.0491.00), FAPESP (84/2864-8), CNPq e CAPES.



NOTA SOBRE ALGUMAS OCORRÊNCIAS DE ROCHAS GRANÍTICAS E
KIMBERLÍTICAS NO ALTO CURSO DO RIO PARANAÍBA
- TRIÂNGULO MINEIRO -

Antônio Carlos Magalhães - EPC, Eng.^a Projeto e Consultoria, Ltda
Romildo Dias Moreira Filho - CEMIG/SPEC-Cia. Energética de M.G.

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho decorre de algumas descobertas de rochas mesozóicas kimberlíticas e lamprofiríticas, na área de implantação da Usina Hidrelétrica de Bocaina (150 mega-watts), em estudo pelo Consórcio LEME ENGENHARIA/EPC ENGENHARIA para a Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG. O local do barramento situa-se no alto curso do rio Paranaíba, entre as cidades de Catalão (GO) e Coromandel (MG). Foram também encontradas rochas graníticas precambrianas a cerca de alguns quilômetros a sudoeste do local da usina (ver Figura). Os kimberlitos e os lamprófiros foram detectados durante o mapeamento geológico-estrutural do sítio da barragem (escala 1:1000) e pela análise de mais de 50 sondagens rotativas executadas. Já os granitos foram localizados em consequência de mapeamentos de cunho mais abrangente, a nível da região de influência do reservatório da barragem. Serão tecidos, nesta comunicação, comentários sobre a petrografia, dimensões dos corpos, modo de ocorrência e associação do "emplacement" com as estruturas geológicas pré-existent.

Para maiores detalhes sobre a geologia estrutural da área estudada ver trabalho específico neste simpósio, dos mesmos autores.

2. ROCHAS GRANÍTICAS

Foram encontrados dois tipos (1 e 2) de rochas graníticas ("latu sensu"), descritos a seguir:

2.1 TIPO 1 (GRANITOS PEGMATÓIDES PÓS-TECTÔNICOS)

2.1.1 Petrografia

A mineralogia é composta k-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e acessórios. A granulação é frequentemente muito grosseira, podendo ocorrer porções grosseiras a médias. Apresenta-se normalmente na forma de granitos pegmatóides de coloração rosada e localmente azulada. Não exibem xistosidade e outra estrutura qualquer que denote deformação tectônica dúctil. A composição mineralógica enquadra as ocorrências no campo dos granitos.

quartzo, olivina e fragmentos de rocha (mica-xisto, quartzito micáceo, quartzito e rocha vulcânica porfirítica). A rocha é portadora de matriz vulcânica fina verde levemente pigmentada por limonita. Possui ainda pórfiros de olivina e de quartzo vulcânico, além de fragmentos de rocha. A mica predominante na matriz é biotita com alguma clorita associada. Os pórfiros de olivina encontram-se quase totalmente substituídos por clorita magnesiânica, carbonato e alguma serpentina. Os pórfiros de quartzo vulcânico exibem contornos com saliências, reentrâncias e terminações agudas ou curvas. Estão fraturados e com penetração do material de matriz pelas fraturas. Alguns pórfiros de olivina totalmente transformados, estão orlados por material opaco.

3.1.2 Dimensões dos Corpos e Modo de Ocorrência

Os corpos kimberlíticos ultramáficos estão encaixados em pontos localizados de uma fratura/falha subvertical que secciona diagonalmente a xistosidade, na área do barramento, dos muscovita-clorita-quartzo-xistos/quartzitos do Grupo Araxá, provavelmente na forma de pequenas chaminés. As dimensões não puderam ser estimadas com precisão devido ao fato da rocha quase não aflorar (apenas no leito submerso do rio Paranaíba). As amostras foram coletadas de testemunhos de sondagem, podendo estar no estado são (raro). Algumas pequenas ramificações de corpos maiores, com poucos centímetros de espessura, se localizam paralelamente à xistosidade das encaixantes. Estes kimberlitos estão associados à tectônica do Mesozóico, ascendendo especialmente pelas fraturas subverticais precambrianas de direção NW-SE. Falhamentos mais recentes foram detectados devido à presença de estrias de atrito nas brechas e ao longo da fratura associada. Em trincheiras de investigação detectamos os corpos kimberlíticos como brechas lateríticas, nas porções superficiais do terreno.

3.2 BIOTITA-OLIVINA-LAMPRÓFIRO CARBONATIZADO

3.2.1 Petrografia

A mineralogia é composta por olivina, biotita, plagioclásio, granada, opacos, titanita e calcita. A rocha é caracterizada por uma matriz de granulação fina a média constituída por palhetas de biotita e clorita e microgrânulos de calcita e opaco que sediam pórfiros de olivina e plagioclásio. Os pórfiros de olivina encontram-se quase totalmente substituídos por clorita magnesiânica, serpentina e carbonato. Por vezes restou somente a forma idiomórfica do cristal de olivina. Os pórfiros de plagioclásio estão também quase

2.1.2 Dimensões dos Corpos e Modo de Ocorrência

São nove corpos plutônicos arredondados em mapa, de contatos bruscos com os xistos Araxá granadíferos. Possuem dimensões em superfície que variam de 10 a 50 m. Três dos nove corpos estão alinhados paralelamente à direção da xistosidade local (ver Figura). São intrusivos (alóctones) e devem ter se posicionado nas encaixantes seguindo especialmente os planos de foliação. A forma tridimensional parece ser discóide.

2.2 TIPO 2 (GRANODIORITO SINTECTÔNICO)

2.2.1 Petrografia

A litologia predominante possui granulação grosseira a média, portadora de plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, k-feldspato e rara muscovita. As micas definem localmente uma xistosidade na rocha. No núcleo do corpo foi detectada uma porção lenticular de rocha metabásica (anfíbolito) de granulação fina a média, com hornblenda, plagioclásio (oligoclásio) e titanita. É basicamente um corpo meta-ígneo plutônico de composição variando de granodiorítica a granítica. Os anfíbolitos podem ser derivados metamórficos de diferenciados básicos do magma original ácido/intermediário.

2.2.2 Dimensões do Corpo e Modo de Ocorrência

As dimensões do corpo são consideráveis, da ordem de 380.000 m², com forma em planta aproximadamente elíptica, alongada paralelamente à direção da xistosidade local. A intrusão nos xistos Araxá encaixantes deu-se de forma pré ou sintectônica a formação da foliação regional, fato evidenciado pela xistosidade concordante a das encaixantes, existente especialmente na borda do campo. Por outro lado, o núcleo praticamente indeformado exhibe texturas ígneas primárias. Os contatos com os xistos são bruscos e podem estar marcados localmente por zonas fortemente estiradas por deformação dúctil (lineação muito penetrativa), podendo indicar cisalhamentos associados. A xistosidade está mergulhando cerca de 30° a 45° para WSW a W.

3. ROCHAS KIMBERLÍTICAS E LAMPROFIRÍTICAS

No local do barramento foram encontradas brechas kimberlíticas e lamprófiro ao longo de uma falha/fratura de direção NW-SE e do acamamento/aleitamento dos quartzitos e mica-xistos encaixantes (ver Figura).

3.1 BRECHA VULCÂNICA KIMBERLÍTICA

3.1.1 Petrografia

A mineralogia é representada por biotita, clorita, carbonato,

totalmente carbonatizados e argilitizados. A granada é idiomórfica, de granulação fina. Os opacos são frequentes e ocorrem em microcristais disseminados pela rocha.

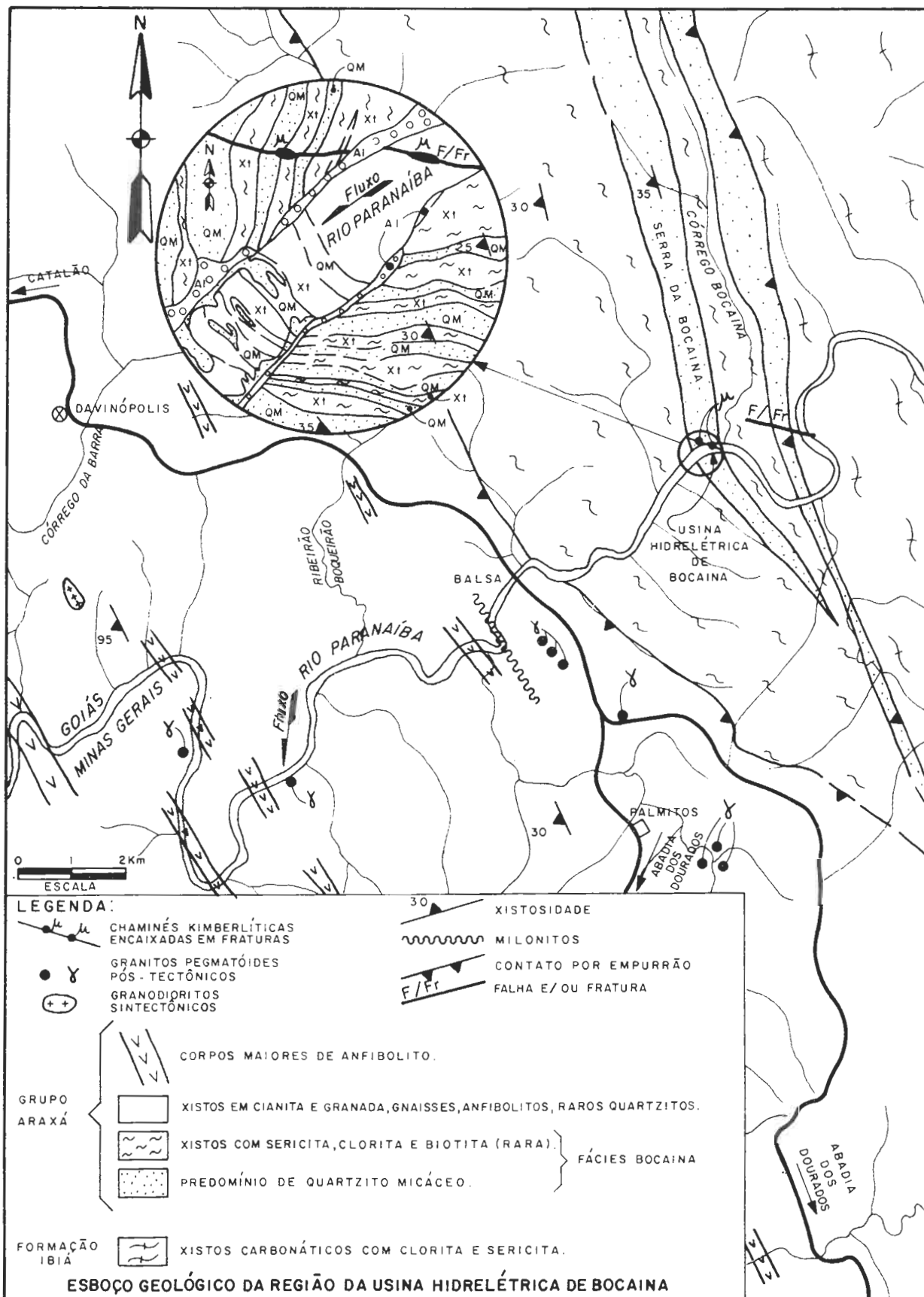
3.2.2 Dimensões dos corpos e Modo de Ocorrência

O exame das sondagens e trincheiras mostrou que os diques de lamprófiro possuem uma persistência nas fraturas da ordem de, pelo menos, várias dezenas de metros. Eles ocorrem principalmente ao longo da fratura subvertical citada no item 3.1.2, mas também exibem ramificações dispostas paralelamente à xistosidade. A espessura máxima dos diques encontrados foi de ordem de 3 m. Esses lamprófiros, aparentemente são também mesozóicos, diferindo dos kimberlitos pela sua composição mais básica e maior distribuição pelas fraturas. Os kimberlitos parecem ser mais localizados na forma de chaminés.

4. COMENTÁRIOS

Admite-se a possibilidade do metagranodiorito descrito no item 2.2 ser parte integrante do Embasamento Granito-Gnâissico antigo dos sedimentos que originaram o Grupo Araxá. Tal hipótese não pode ser descartada devido ao fato das prováveis relações Ígneas de contato entre o corpo e as encaixantes estarem muito obliteradas pelas deformações de natureza dúctil, inclusive com cisalhamento, que se acentuaram na periferia do plutonito. Neste caso o corpo seria uma escama tectônica do embasamento parcialmente remobilizado durante o evento tecto-metamórfico que afetou o Grupo Araxá. Acredita-se que estudos regionais possam resolver este problema.

Não foi possível com o atual nível de estudos, sabermos a exata cronologia relativa de "emplacement" entre as brechas kimberlíticas e os lamprófiros.



CARACTERIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO DOS MACIÇOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DE LIBERDADE - MINAS GERAIS.

NÉLSON ANGELI*

ASIT CHOUDHURI**

* Depto. de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro-SP.

** Depto. de Metalogênese e Geoquímica Aplicada da UNICAMP/Campinas-SP.

A área pesquisada localiza-se na porção sudeste do Estado de Minas Gerais e abrange principalmente os municípios de Liberdade, Carvalhos e Seritinga. Encontra-se inserida na denominada Faixa de Dobramentos Paraíba (Almeida, 1967), apresentando polaridade metamórfica e vergência das estruturas voltadas para seu ante-país (Plataforma do São Francisco). Esta faixa de dobramento foi enquadrada por este autor na orogênese Bakaliana (Proterozóico Superior). Atualmente este sistema, e em particular a área pesquisada, acha-se enquadrada no interior do setor central da Província Mantiqueira (Hasui & Oliveira, 1984).

No interior da Faixa de Dobramentos Paraíba do Sul tem-se registro de uma série de ocorrências de corpos máfico-ultramáficos serpentinizados, interpretados como fazendo parte de corpos tipo alpino. Desta forma Grossi Sad (1968) define o Cinturão Serpentinítico Mantiqueira, essencialmente niquelífero, posicionando-o no Precambriano Superior. Este cinturão se estenderia desde a porção central do Estado de Goiás, contornando todo o cráton do São Francisco e seguindo pelo leste do Estado de Minas Gerais até a Bahia.

GEOLOGIA LOCAL

As rochas que compõem a infraestrutura da área estudada correspondem ao Grupo Barbacena, sendo representado na região por gnaisses (principalmente hornblenda e/ou biotita gnaisses), migmatitos e plutônicas granitóides. Sobreposto a este embasamento arqueano tem-se uma cobertura metassedimentar composta notadamente por mica xistos (frequentemente aluminosos), paragnaisses e quartzitos. Para Ebert (1984) predominam nos paragnaisses termos arenosos intercalados a pelitos. Esta unidade é tida como de idade proterozóica superior (Trouw et alii, 1984). Vários corpos ultramáficos intrusivos ocorrem encaixados nesta unidade lito-estratigráfica e encontram-se parcialmente serpentinizados. As rochas mais comuns correspondem

a peridotitos e piroxenitos, que localmente apresentam intensa serpentinição (Agali & Choudhuri, 1985).

Vários corpos pegmatíticos mais jovens (final do Proterozóico) ocorrem seccionando as unidades anteriores. Apresentam pequenas dimensões com distribuição irregular e descontínua e se associam aos corpos intrusivos granitóides.

Os maciços ultramáficos estudados, o primeiro correspondente ao Morro do Corisco e o outro relativo ao da fazenda da Roseta, apresentam contato brusco com as rochas encaixantes, sendo que o eixo da dimensão maior dos mesmos encontram-se concordantes com a foliação destas rochas. Parte destes contatos é tectônico e se dá por falha. O mapa geológico da área pesquisada é mostrado na Figura 1.

Em termos de metamorfismo, as rochas encaixantes, constituídas por gnaisses e subordinados quartzitos, ostentam paragéneses compatíveis com grau médio alto de metamorfismo. Contêm combinações como granada-biotita-quartzo-plagioclásio + feldspato alcalino com ou sem cianita e biotita-granada + sillimanita, sendo os minerais acessórios: apatita, zircão, allanita, rutilo e às vezes titanita. A presença de kink-bands nas biotitas e cianitas indica a formação desses minerais antes da deformação. Agregados recristalizados de quartzo e feldspato evidenciam efeitos de cisalhamento, e texturas de intercrescimento irregular e ocorrência de mimetita são possivelmente resultados de fusão incipiente local. A ocorrência de sillimanita prismática junto à cianita é indicativa de temperaturas em volta da transição cianita-sillimanita. Este fato em combinação com a possível fusão incipiente nos gnaisses permite estimativa de temperatura em torno de 650°C ou mais e pressões acima de 5 kb (Winkler, 1977). Considerando que as rochas estão fortemente cisalhadas, levanta-se a hipótese de que a deformação principal ocorreu no pico de metamorfismo possivelmente numa zona de cisalhamento dúctil.

OS MACIÇOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS SERPENTINIZADOS

O maciço do Morro do Corisco localiza-se a aproximadamente 3 km a noroeste da cidade de Liberdade. Apresenta forma elíptica com cerca de 0,4 km² de área e dimensão maior paralela à direção dos xistos encaixantes, ou seja N 30 E. Na porção norte-noroeste do maciço pode-se verificar que seu contato se dá com granada-cianita xistos. Neste local estes metamorfitos encontram-se intensamente perturbados e é registrada uma gama variável de valores de atitude de foliação, ora mergulhando para SE ora para NW e N. Nesta zona de contato a rocha ultramáfica de natureza peridotítica encontra-se cataclásada e alterada, sendo composta basicamente por garnierita e vermiculita. Clorita xisto é a litologia predominante ao longo desta porção, e se estende por uma faixa descontínua e irregular.

As rochas ultramáficas se encontram parcial e totalmente serpentinizadas, onde predominam termos de composição magnésiana tais como dunitos, peridotitos e ortopiroxenitos. A passagem entre os dunitos e peridotitos (harzburgitos) é gradual, onde o conteúdo em olivina e serpentina decresce um pouco e já começam a

aparecer cloritas associadas aos ortopiroxênios. Os piroxenitos geralmente se encontram mais preservados ante à serpentinização, e em certos locais, como na porção sul da mina pertencente à Cia. de Nickel do Brasil, apresenta-se sob forma de lente ou veio seccionando a porção peridotítica.

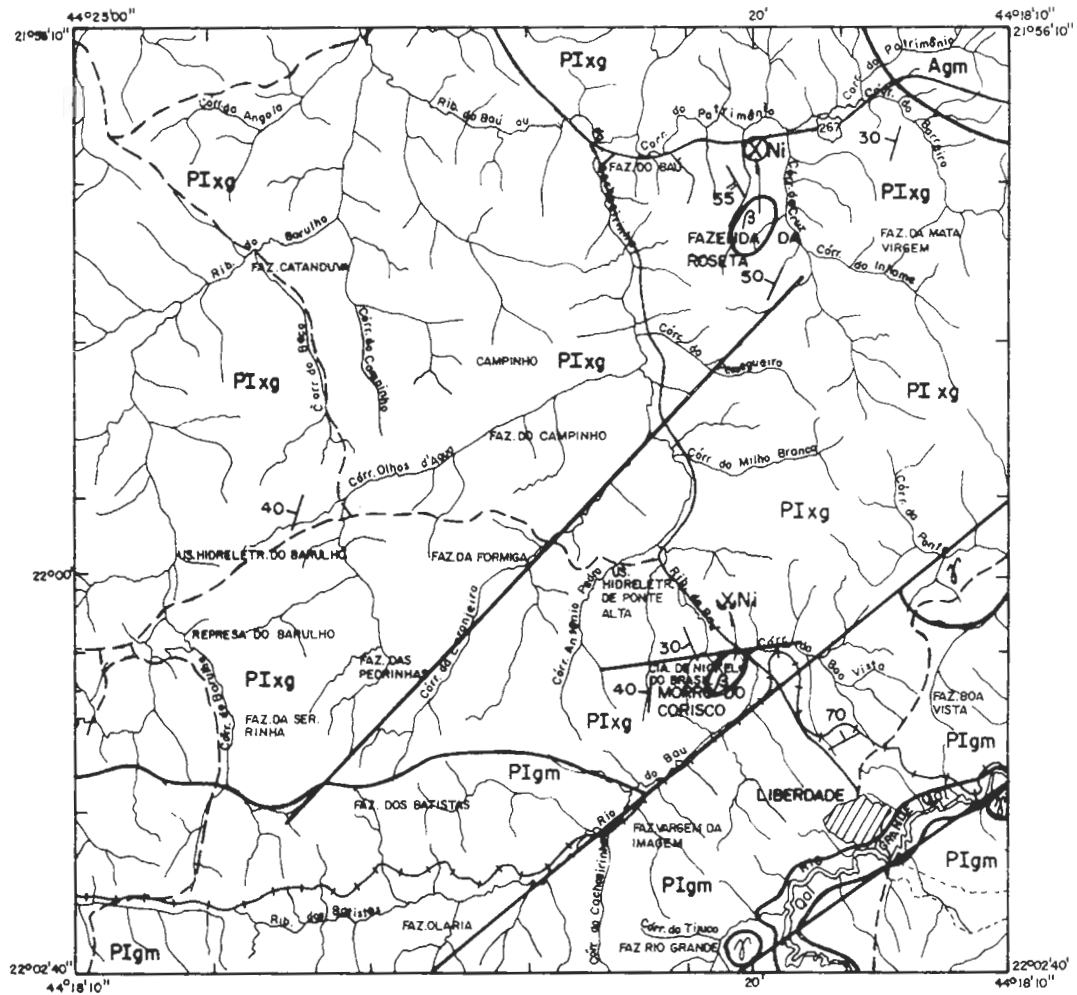
Uma série de veios (com espessura de 3 a 5 cm) de antofilita ocorrem associados à microfalhas e fraturas. Estes veios estão relacionados a zonas de tração do maciço e o minério predominante é do tipo "slip fiber", onde são encontrados cristais de até 3 cm de tamanho. Concentrações similares de talco e clorita também ocorrem, as quais normalmente se associam às porções piroxeníticas. Na porção sul do maciço foi localizado um corpo anfibolítico com dimensões situadas em torno de 5 metros de comprimento por 3,5 m. de largura, que provavelmente corresponde a um metapiroxenito. O outro corpo com modo de ocorrência similar (Fazenda da Roseta) situa-se cerca de 5 Km a norte do Morro do Corisco, e apresenta aproximadamente 1 km² de superfície. O contato com os xistos apresenta direção NW-SE, praticamente ortogonal àquela verificado para o Morro do Corisco. Magalhães (1985) atribui a esta variação um grande dobramento de caráter sinformal suave a aberto, ocorrido na área durante a terceira fase de deformação.

Apesar da predominância de serpentinização, as rochas dos corpos ultramáficos ainda preservam relictos, tanto de textura ígnea, quanto de paragêneses metamórficas de médio-alto grau. Assim, é possível reconhecer peridotitos, piroxenitos e harzburgitos com vestígios de textura cumulática e combinação de olivina, orto e clinopiroxênios (opx e cpx), anfibólio, espinélio e plagioclásio. Os minerais que resultaram do retrometamorfismo destes são: serpentina, clorita, calcedônia, carbonato e talco. Além de serpentina os peridotitos contêm olivina com opx intercúmulus, alguns grãos de anfibólio incolor intercúmulus (pargasita?) e opacos. Ocorre também anfibólio prismático num arranjo aleatório que indica sua natureza metamórfica. Os piroxenitos apresentam textura granoblástica-poligonal com relictos de olivina, actinolita verde pálida com intercrescimento de cummingtonita incolor e geminada, talco, clorita e opacos. Em certos casos os anfibólios se transformam para clorita e carbonato. Um espinélio piroxenito exibe textura granoblástica contendo bordas de espinélio verde ao redor de plagioclásio e uma massa simplectítica de anfibólio-plagioclásio. Aparentemente houve reações entre olivina e plagioclásio na produção de espinélio seguidas por hidratação e formação de anfibólio. É possível sugerir reações padrões como forsterita + anortita \rightarrow opx + espinélio, cpx + espinélio + H₂O \rightarrow anfibólio + plagioclásio e Al - cpx \rightarrow anortita + espinélio. De toda forma, seguindo as paragêneses estabelecidas por Evans (1982) que resultam de metamorfismo crescente, as associações de minerais sugerem metamorfismo de médio - alto grau que posteriormente sofreram retrometamorfismo, o qual foi responsável pela serpentinização. Assim, estes maciços apresentam diferenciação magnética e são bastante similares àqueles que ocorrem na região de Ipanema, na porção centro-leste de Minas Gerais (Angeli, 1988).

As jazidas de níquel existentes nos dois corpos estudados são do tipo laterítico. O minério é essencialmente silicático e sua composição mineralógica consiste basicamente de serpentina, talco, esmectita e clorita níquelíferos, que compreendem a denominada garnierita. O teor médio em níquel é de 1,5%, e atualmente a mina pertencente à Cia de Nickel do Brasil se encontra paralisada, ao passo que a jazida da Fazenda da Roseta não teve até o presente momento iniciada sua fase de lavra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. DGM-DNPM, Boletim, Rio de Janeiro, 241:36 p.
- ANGELI, N. - 1988 - Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da Folha Ipanema - Minas Gerais. IG/USP, Tese de Doutorado, São Paulo: 290 p. (incl.anexos).
- ANGELI, N. & CHOUDHURI, A. - 1985 - Ultramafic complexes and associated mineral deposits in the Precambrian of Eastern Minas Gerais, Brazil. Miner.Dep., 20:309-313.
- EBERT, H. - 1984 (In Memoriam) - Os Paraibides entre São João Del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. SBG/NSP, Publ. Esp., São Paulo, 12:72-103.
- EVANS, B.E. - 1982 - Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In: Amphiboles-Reviews in Mineralogy, Veblen & Ribble (eds.), Mineral. Soc of America, 9B:98-113.
- GROSSI, SAD, J.H. - 1968 - Os cinturões serpentiniticos do Brasil Oriental. EM/UFOP, SICEG, Ouro Preto, 7:140-153.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira - Setor Central. In: O Precambriano do Brasil, F.F.M. de Almeida & Y. Hasui (Coord.), Ed. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo: 308-344.
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS - 1981 - Atlas geoeconômico da microregião do circuito das águas. SECT-IGA, Belo Horizonte: 81 p. (incl.mapas).
- MAGALHÃES, A.C. - 1985 - Geologia de corpos ultramáficos da região entre São João Del Rey e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas, MG. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ, Rio de Janeiro: 177 p. (incl. anexos).
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. & HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. Congr.Bras.Geol., 33º, Anais, Rio de Janeiro, 7: 3227-3240.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blücher Ltda, Porto Alegre: 257 p.



Convenções Geológicas

- ⊗ Ni JAZIDA DE NÍQUEL
- ⊗ Ni MINA INATIVA (NÍQUEL)
- CONTATO GEOLÓGICO
- ~ FALHAMENTO
- 30° ATITUDE DE FOLIAÇÃO

Unidades Litológicas

Cenozóico

Qal QUARTENÁRIO—DEPÓSITOS ALUVIONARES

Proterozóico Superior

g GRANITÓIDES

Proterozóico Inferior — Arqueano(?)

PIxg GRANADA-BIOTITA XISTO, GRANADA-SILIMANITA-CLORITA XISTOS E GRANADA-BIOTITA GNAISSES.

PIgn BIOTITA GNAISSES E GRANADA-BIOTITA GNAISSES, LOCALMENTE MIGMATIZADOS

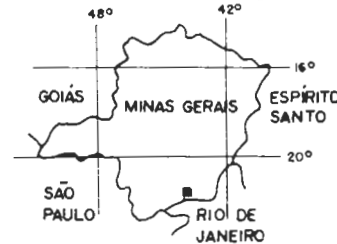
β INTRUSIVAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS PARCIALMENTE SERPENTINIZADAS

Arqueano

Agm BIOTITA E/OU HORNBLEENDA GNAISSES E MIGMATITOS

Convenções Cartográficas

- ▨ CIDADE
- CURSO D'ÁGUA
- REPRESA
- RODOVIA FEDERAL
- ESTRADAS MUNICIPAIS (SEM PAVIMENTAÇÃO)
- +++ FERROVIA (VFCO-ABANDONADA)



BASE EXTRAÍDA A PARTIR DO IBGE—FOLHAS ARANTINA E LIBERDADE—1:50000 (RESPECTIVAMENTE 1975 E 1973).



FIG. 1 — MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO LIBERDADE, MINAS GERAIS (IGA — 1981, mod.)

O ELO SUBDUÇÃO-DIAMANTE-GLACIAÇÃO

Luis de Oliveira Castro

Mineral Engenharia e Economia Ltda.

ABSTRACT- The Subduction-Diamond-Glaciation Link: During studies summed up in the papers **The Mudstones and the Lafaiete and Dom Silvério Tectonics and Evolution of the Southern Part of the São Francisco Craton** we found a close connection among **subduction tectonics, diamonds and glaciation signs**. Lines of evidence include:

- Diamond in a phyllite, in Diamantina, Espinhaço Range;
- Isotopic composition of carbonado, an Espinhaço diamond variety;
- The subduction tectonics east of the Espinhaço Range;
- Field association of carbonados and diamonds;
- Glaciation of the high cordilleras;
- Diamonds and glacial signs scattering alongside paleocordilleras.

INTRODUÇÃO- Leonardos et al.(1976), Hoppe et al.(1983) e Herrgesell (1985) sugeriram uma margem continental a leste do Espinhaço. Os primeiros observaram que os cinturões granulíticos da costa atlântica poderiam ter sido gerados sob uma margem continental. Os últimos que uma subdução para oeste explicaria as falhas de empurrão e as vulcânicas daquela serra. Estudando os "mudstones" do Quadrilátero, concluimos que provêm do intemperismo de vulcânicas ligadas a uma margem continental, talvez a mesma dos autores referidos. Contudo, achamos evidências de duas tetônicas: Uma, mais nova, para o norte, chamada Lafaiete; outra, para oeste, chamada Dom Silvério ou Espinhaço II. Nesta última, descobrimos o elo entre subdução, diamante e glaciação.

OS FILITOS DE DIAMANTINA- Diamantes são minerais acessórios raros de rochas mais raras ainda. Por isso, sua presença nos filitos hematíticos de Diamantina, encontraria destaque internacional se tivesse divulgação adequada. Monografias de três dos maiores geólogos brasileiros confirmam a presença de diamante no filito, que ocorre como soleiras e diques no quartzito. Morais (1929,1934) realizou o estudo de campo. De uma cata de 30 m³ apurou 4 diamantes (um de 1,5 ct); de catas vizinhas, apurou zero. Guimarães (1934) encarregou-se dos estudos petrográficos e mineralógicos. A rocha é de cor branca, cinza ou esverdeada conforme as proporções de sericita, hematita ou clorita. Mais tarde, Barbosa (1951) fez uma revisão do trabalho desses pesquisadores, concordando com suas principais conclusões.

COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONADO- Carbonado é uma variedade de diamante que ocorre principalmente na Bahia, no Brasil. É descrito como um agregado opaco de minúsculos cristais formando uma massa com estrutura granular e superior tenacidade que o torna útil como diamante industrial. Seu local tipo de ocorrência é a Chapada Diamantina, onde é recuperado de aluviões como subproduto da lavra de diamantes. É também encontrado em Grão Mogol, Diamantina, no Oeste de Minas e no Paraná, Mato Grosso e Goiás (Moraes,1934;Leonardos,1937). Ocorre ainda na Venezuela, Ubangí, Gana, Austrália e Bornéu. Nos kimberlitos nunca foi achado. Característica importante é sua relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ anômala por diferir muito da relação do diamante, sendo próxima da de materiais orgânicos naturais. A subdução foi lembrada como talvez o único mecanismo capaz de levar qualquer material da superfície até o manto superior onde se formam os diamantes (Robinson,1978; Hutchison,1983). A sugestão, pois, é que restos de organismos depositados na fossa tenham sido levados pela subdução até o interior do manto, a cerca de 150 km de profundidade.

SUBDUÇÃO A LESTE DO ESPINHAÇO- Alguns pesquisadores concordam que o carbono do carbonado provenha de matéria orgânica, mas preferem admitir que o mineral, à semelhança da grafita, se formou na crosta, durante progressivo metamorfismo regional (Frantsesson & Kaminskiy, 1973). Este argumento se enfraquece quando, por razões outras, vários autores propõem uma tetônica de subdução sob o Espinhaço, o maior depósito conhecido de carbonado. As duas hipóteses, antes independentes, agora convergem e se reforçam mutuamente. Há também em curso linha de pesquisas que examina a possível relação entre a subdução e as próprias chaminés kimberlíticas (Frank,1966;Sharp,1973; Schulze, 1986; Schulze & Helmstaedt,1988). Tal relação solveria o enigma da origem última dos kimberlitos, podendo ajudar a localizar outros.

CARBONADOS E DIAMANTES: MESMA ORIGEM - Admitir-se, como proposto, que os carbonados da Bahia foram gerados por subdução de matéria orgânica depositada na fossa, corresponde, ipso facto, a admitir-se que os diamantes que ocorrem juntos foram gerados de forma parecida. Com efeito, a probabilidade de diamantes de origens distintas ocorrerem juntos em um mesmo plácer foi calculada como inferior 10^{-10} . Se isso é válido para a Bahia, onde os carbonados são abundantes, é válido para Dimantina e para todos os locais onde ocorrem, mesmo que raramente. Nesses casos, os diamantes talvez sejam oriundos de rochas carbonosas não-biogênicas também depositadas na fossa.

GLACIAÇÃO: DE MONTANHA- O estudo de sinais de glaciação encontrados na Serra do Espinhaço e de sinais semelhantes a centenas de quilômetros levou à idéia de uma glaciação continental no Brasil, aceita, há décadas, por consenso amplo. Os trabalhos que apresentamos vêm mostrar que a maioria desses sinais está relacionada a cadeias orogênicas do tipo Andino ou Alpino. Portanto, as glaciações devem ter sido de montanha. Uma comprovação é a coincidência dos sinais de glaciação com as inferidas paleocordilheiras, como mostrado a seguir.

DISTRIBUIÇÃO DE SINAIS DE GLACIAÇÃO E DIAMANTES- Critérios para identificação de antigas subduções incluem: Extensos falhamentos com empurrões; cordões alinhados de metassedimentos da fossa; presença de diamantes e de sinais glaciação. Como os diamantes se formam em profundidades da ordem de 150 km, admitindo-se a Zona de Benioff mergulhando a 45° , o eixo da cordilheira onde os diamantes emergiram deve situar-se a essa mesma distância da zona de subdução. A Fig.1 foi preparada a partir de mapas de ocorrências de diamantes e de evidências de glaciação publicados por Branco (1984) e por Karfunkel et al. (1985) e de outros informes da literatura.

Estudada a Tetônica Dom Silvério, procuramos aplicar os mesmos critérios na interpretação de outras estruturas da região. Logo, chamou-nos a atenção a linearidade da Formação Canastra, as falhas, os diamantes e os sinais de glaciação de suas proximidades. Admitindo-se esta formação como depositada na fossa, a paleocordilheira deve distar dela cerca de 150 km, como mostra a Fig.1. Os diamantes ejetados com as vulcânicas distribuíram-se pelos dois flancos da cordilheira e, com sua erosão, deslocaram-se lateralmente na direção de terrenos mais baixos. Parece-nos que a Tetônica Araxá segue para o norte, como queriam Barbosa et al. (1981).

Interpretamos, mais tarde, duas outras tetônicas, uma delas a do Paraguai, também indicada na Fig.1. Ali, a erosão da cordilheira está em curso e, devido à subsidência, o Pantanal acha-se sobre ela. Diamantes e sinais de glaciação ocorrem em seus flancos, ao longo das serras à volta do aluvião. A subdução ocorreu de NW para SE, como sugerem os diamantes e o metamorfismo crescente para SE (Almeida, 1964). Os sedimentos da fossa estão sob coberturas mais novas. As estruturas da Serra das Araras e das morrarias de Corumbá fazem parte da cordilheira. O Grupo Cuiabá corresponde às formações Sabará e Macaúbas.

AGRADECIMENTOS- Ao Prof. Eduardo Ladeira e a Paulo Castro pela leitura crítica do texto e a Tânia Meire, do DNPM, por apoio bibliográfico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.-1964-Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. DNPM, B.215.
- ALMEIDA, F.F.M.-1965-Geologia da Serra da Bodoquena. DNPM, Bol.219, 96pp.
- BARBOSA, O.-1951-Contribuição à origem do diamante em Diamantina, Estado de Minas Gerais-DNPM, Bol.136, 36pp.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G. ; BAPTISTA, M.B. ; CARTNER-DYER, R. ; COTTA, J.C.-1981-Projeto Brasília-DNPM-PROSPEC, 148pp.
- BRANCO, P.C.A-1984-Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: GEOLOGIA DO BRASIL. Ed. Schobbenhaus et al., p.360-419.
- FRANK, C.F-1966-Defects in diamonds. In: SCIENCE AND TECHN. OF INDUSTRIAL DIAMONDS-Intern., Indust. Diam. Inform. Bureau, v.1, Lond., p.119-135.
- FRANTSESON, Ye.V. & KAMIONSKIY-1974-Carbonado, a diamond variety of non-kimberlitic origin-Doklady Akad. Nauk. SSSR, v.219, n1, p.187-189 (trad).
- GUIMARÃES, D.-1934-À margem de "Os satélites do diamante". Serv. Geol. de Minas Gerais, Belo Horiz. Monog. n.257pp.
- HERRGESELL, G.-1985-Uma margem continental Proterozóica na Serra do Cipó setentrional. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, Núcl. M.G., Bol.5, p.1-16.
- HOPPE, A. ; HÖRMAN, P.K. ; EULERT, M.H.-1983- Padrões de terras raras de rochas da Serra do Espinhaço, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, .B.3, p.143.
- HUTCHISON, C.S-1983-Economic deposits and their tectonic setting. John Wiley & Sons, NY. 365pp.
- KARFUNKEL, J. ; PEDROSA SOARES, A.C. ; DOSSIN, I.A.-1985-O Grupo Macaúbas em Minas Gerais-Revisão dos conhecimentos. In: SIMP. GEOL. M.G., Bol.5, p.60
- LEONARDOS, O.H.-1937-Diamante e carbonado no estado da Bahia. DNPM-SFPM, Avulso n.19
- LEONARDOS, O.H., FYFE, W.S., FUCK, R.A.-1976-Panafrican trusting and melting within the Brazilian continental margin. Acad. Bras. Cienc., 48, p.153.
- MORAES, L.J.-1929-Relatório Anual do Director-Serv. Geol. Miner. p.29-34.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D.-1930-Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. Acad. Bras. Cienc. tII, n3, p.153-186
- MORAES, L.J.-1934-Depósitos diamantíferos no norte de MG. DNPM, B. n3, 77pp.
- ROBINSON, D.N.-1978-The characteristics of natural diamond and their interpretation. Minerals Sci. Engng, v.10, n2.
- SCHULZE, D.J.-1986-Calcium anomalies in the mantle and a subducted meta-serpentine origin for diamonds. Nature, v.319, p.483-485.
- SCHULZE, D.J. & HELMSTAEDT, H-1988-Coesite-sanidine eclogites from kimberlite: products of mantle fractionation or subduction? Jour. Geol., v.96.
- SHARP, W.E-1974-A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites. Earth Planet. Sci. Lett., 21, p.351-354.

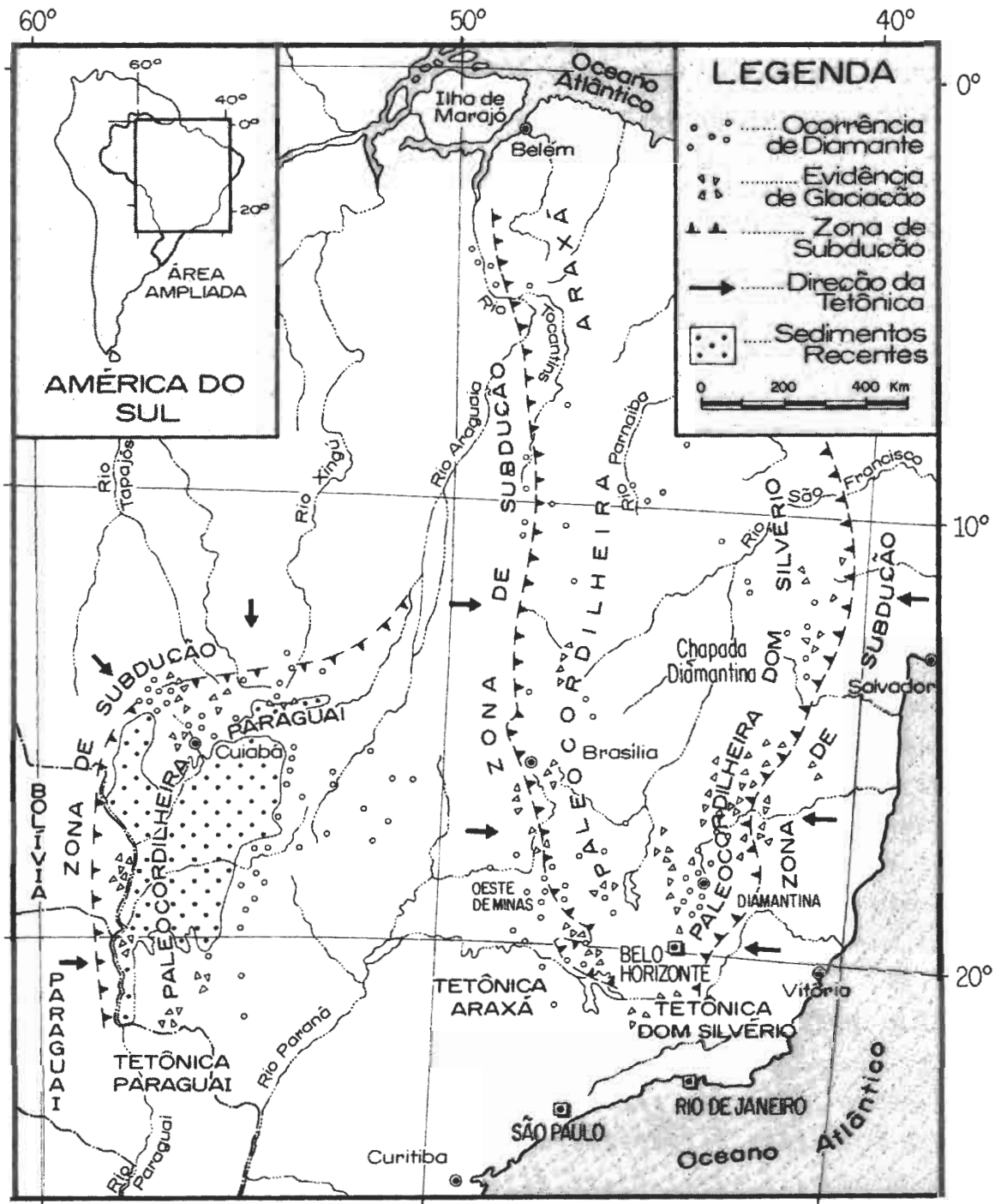


FIG. 1 Distribuição de ocorrências de diamantes e sinais de glaciação ao longo de inferidas paleocordilheiras de três tetônicas de subducção na faixa central do Brasil. Diamantes chegam à superfície como minerais acessórios de vulcânicas e se distribuem pelos dois flancos das cordilheiras. Com a erosão destas, são transportados lateralmente por grandes distâncias na direção de pontos mais baixos.

CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA PORÇÃO ORIENTAL E MERIDIONAL DE VOLTA GRANDE E DA JAZIDA DE MINÉRIO DE MANGANÊS DO AQUINO, MINAS GERAIS

PATRÍCIA ALVES JUNQUEIRA*, EDUARDO ANTÔNIO LADEIRA E LYDIA M. LOBATO.
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - IGC/UFMG.

Na área mapeada, escala 1:25.000, detalhou-se, escala 1:1.000, a jazida da Mina do Aquino. Localiza-se a NE da folha de Nazareno, Sul de Minas Gerais, na extremidade Sul do Cráton São Francisco (Figs. 1, 2). Tentativamente, estabeleceu-se a seguinte sucessão rochosa precambriana, da base para o topo (Fig. 1): a) Embasamento arqueano: "Streaky" gnaisses (gn), localmente milonitizados com pequenas intercalações de rochas fragmentárias epidotíferas (fr; Foto 1) e metamáficas (rvm), gnaisses bandados com alternâncias anfibolíticas e de quartzo-plagioclásio-biotita, e granitóides precambrianos diversos; b) Unidade Metaultramáfica (rvu): talco-tremolita xistos, esteatitos, talco-actinolita xistos, exibindo relictos sugestivos de trama "spinifex". (Foto 2); c) Unidade Metamáfica 1 (rvml): anfibolitos, hornblenda-actinolita xistos, anfibólio-epidoto xisto, com texturas remanescentes de "pillows" e varíolas, considerados como derivados de basaltos; d) Unidade Metasedimentar (rvs): formação manganésifera sílico-carbonática e óxido silicatada, geralmente bandada, com delgadas intercalações de meta-chert, formação ferrífera bandada (tipo Algoma), xistos grafitosos, e actinolita-tremolita-clorita xistos, presumivelmente tufáceos; e) Unidade Metamáfica 2 (rvm2): com anfibolitos e anfibólio xistos, semelhantes à Unidade Metamáfica 1.

Rochas granitóides e numerosos pegmatitos—estéreis e produtores de cassiterita, lepidolita e minerais tantalíferos—cortam a sequência, os últimos encaixando-se nas unidades metaultramáfica e metamáfica. Os gnaisses do embasamento (fácies anfibolito) encontram-se empurrados sobre a sequência de supra-crustais (b, c, d, e), também arqueanas, de fácies xisto verde e anfibolítica, o contato tendo bandas miloníticas (Foto 3) seguindo a foliação regional, N70E - N80E, mergulhos de 70 a 80 SE. Lineação de estiramento S 60-70 E, 65-75, indica transporte tectônico de SE para NW. Reconheceram-se três fases de deformação (dobramento-cisalhamento, regime dúctil ao rúptil). As duas primeiras, D_n

* Geóloga, bolsista de aperfeiçoamento CNPq (processo 820812/87-GL).

e D_{n+1} , geraram dobras, B_n e B_{n+1} , isoclinais, anisópacas, comprimidas, com charneiras empinadas (máximos nos estereogramas de N45W, 75 e N80E, 75) e superfícies axiais subverticais, às quais se paralelizam foliações S_n e S_{n+1} . "Boudinage" e transposição se associam a esses dobramentos. Dobras superimpostas abertas B_{n+2} , têm clivagem plano-axial subvertical e charneiras de caimento N60E, 10-25. Falhas gerais NW e NE interceptam as estruturas supracitadas; a mais importante, balizante do Ribeirão do Amaral, (Foto 4), de direção N25W, rotacionou o bloco cristal a leste, de modo que sua foliação S_n , antes regionalmente mergulhante para SE, e a lineação de estiramento indicativa do empurrão descrito, passaram a mergulhar para NW (Fig. 1; B, seção reconstituída pré-rotação; A, seção atual, pós-rotação).

As supracrustais descritas em b, c, d e e, pelas feições de seus litótipos e sucessão, são tentativamente correlacionadas às do Grupo Nova Lima, do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, como descrito por Ladeira (1980, 1988), corroborando correlação sugerida por Grossi Sad et. al. (1983). A alteração da mineralogia das supracrustais, de mais alta T para paragêneses fácies xisto-verde, envolve metamorfismo liberando SiO_2 . Aparentemente, a quantidade de quartzo em algumas dessas rochas não explica a fixação de toda a SiO_2 mobilizada. Os veios de quartzo nas rochas do embasamento, bem como, sua retrometamorfose, indicam mobilização de grandes volumes de fluido durante a fase de empurrão, o que é favorável à prospecção. Face ao ambiente geológico granito - "greenstone" caracterizado, a área mapeada é potencialmente favorável a mineralizações de ouro, cobre-zinco e metais do grupo da platina; ainda são prospectáveis cassiterita, minerais estano-litínifero-tantalíferos e minério de manganês, aqueles em produção nas minas de Volta Grande e Monjolo, e este nas minas do Germinal, Aquino (Fig. 2), Corina e outras menores. Detectaram-se ocorrências de ouro em diversos córregos que drenam a região e em canais de enxurrada após as chuvas. Ademais, quanto ao depósito de minério de manganês da Mina do Aquino, recomenda-se sua reavaliação.

Agradecemos: à Extrativa Manganês Ltda, pelo apoio financeiro; ao Sr. Francisco Justino da Silva, pela grande ajuda nos trabalhos de campo; à CDTN, por algumas difrações de raio X (Walter de Brito) e lâminas delgadas (Francisco de Assis Rocha); e à Mineração Morro Velho pelo desenho dos mapas originais (Pascoal C. Clemente, P. C. Couto).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GROSSI SAD, J.H.; PIVA PINTO, C.; DUARTE, C.L.. 1983. Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG. Anais do II Simpósio - Geol. de Minas Gerais SBG, Bol. 3, 259-270.
JUNQUEIRA, P. A.. 1988. Mapeamento Geológico em parte dos Municípios de Cassiterita e São Tiago, com Detalhamento na Jazida da Mina do Aquino, da Extrativa Manganês Ltda. Relatório de Graduação - UFMG. 52p.

- LADEIRA, E.A.. 1980. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. PhD Thesis, University of Western Ontario. 272 p.(inedito).
- LADEIRA, E. A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., Editores: Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. 111. Dep. Nac. Prod. Mineral, Brasília, p. 301-375.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G.; BARAUD, R.. 1983. Estrutura e Geologia Econômica do Embasamento Arqueano da Área Pegmatítica de São João del Rey. Anais do 11 Simp. Geol. Minas Gerais, SBG, Bol. 3. p. 449-460.



FOTO 1 - Rocha fragmentária, mostrando aspecto anguloso dos grãos (lâmina SE6a). LP.



FOTO 2 - Talco-clorita-antofilita/gedrita-xistos com textura semelhante à "spinifex", conferida pelo anfibólio (lâmina CL9). LP.

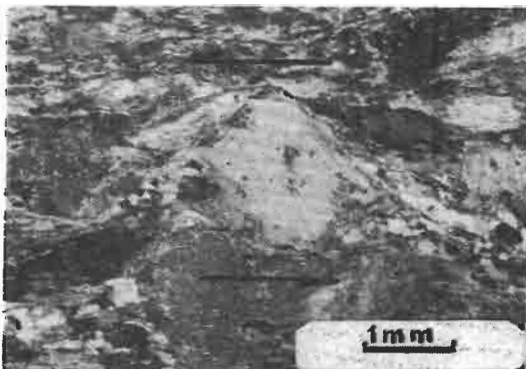


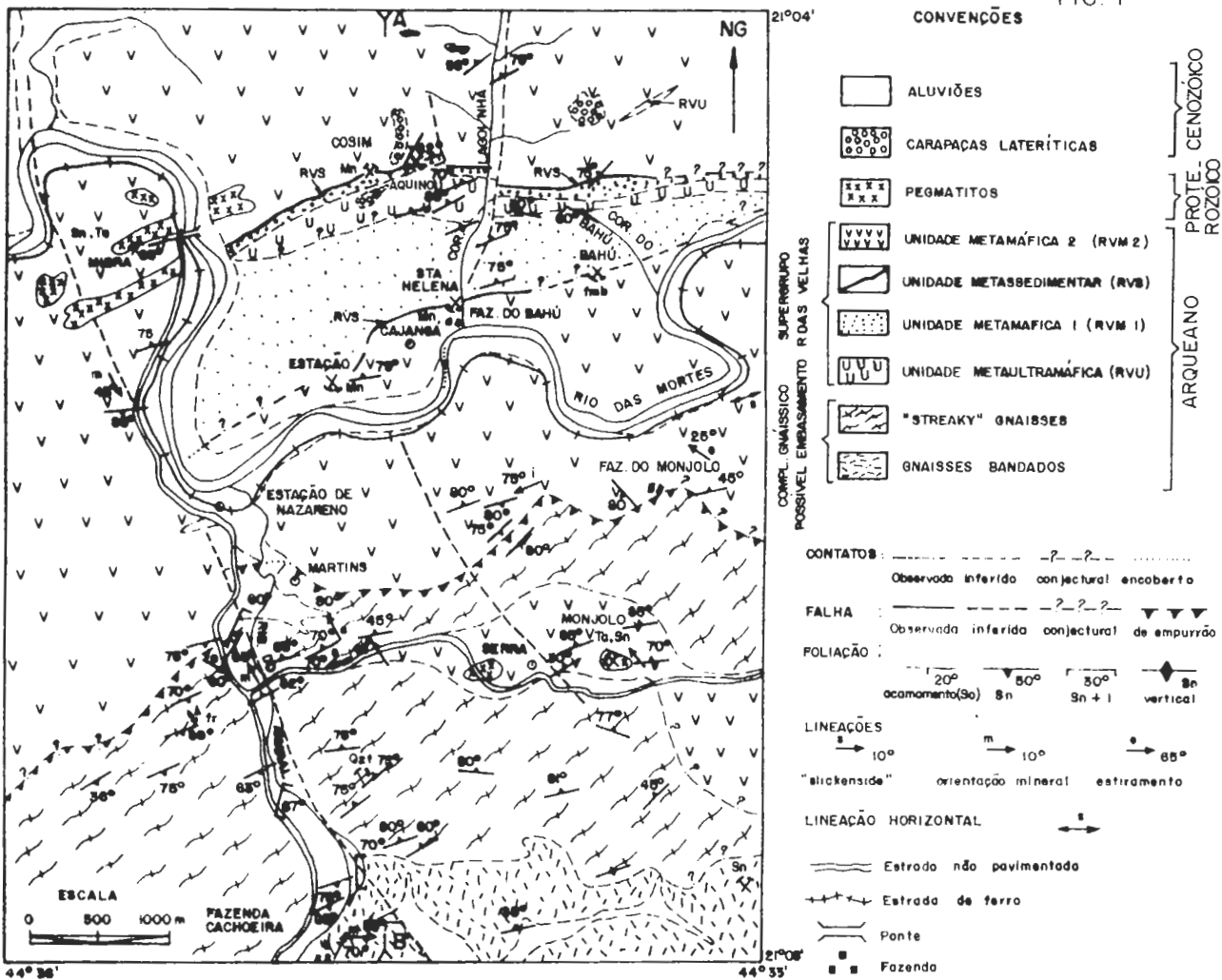
FOTO 3 - Actinolita milonito. "Augen" de actinolita evidenciando o sentido do deslocamento (setas), com sombra de pressão. Intercalação máfica nos Gnaisses da Serra do Juca Custódio (lâmina RbA1). LP.



FOTO 4 - Vista da Serra do Juca do Custódio (JC) à partir da Serra da Estação (de SW para NE). Nota-se no vale, a falha do Ribeirão do Am_ural (F). Lavra de quartzo (Q).

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO ORIENTAL E MERIDIONAL DE VOLTA GRANDE

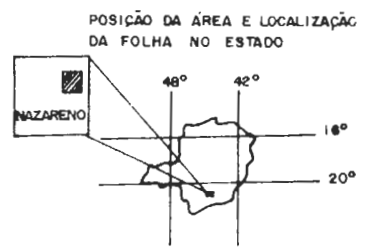
FIG. 1



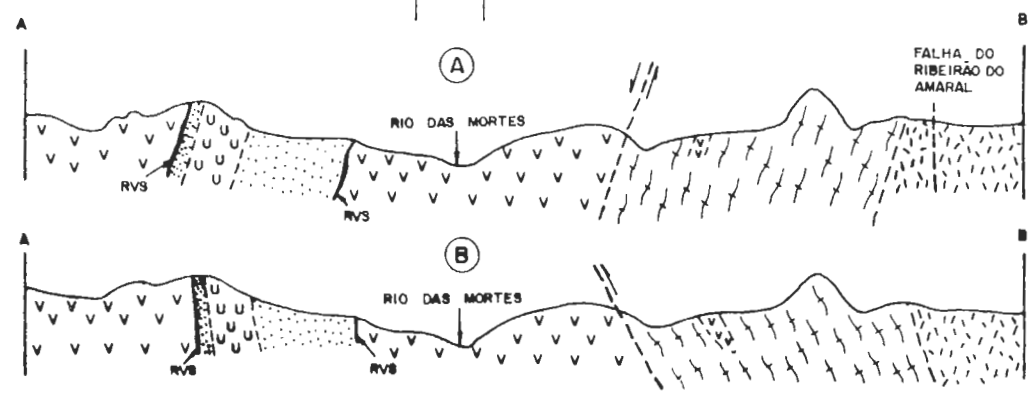
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS UFMG
TRABALHO GEOLÓGICO 1988
GRADUANDO: PATRÍCIA ALVES JUNQUEIRA
ORIENTADOR: EDUARDO ANTÔNIO LADEIRA

FONTE DE INFORMAÇÃO

QUEMENEUR et al. - 1983
JUNQUEIRA, P.A. 1988



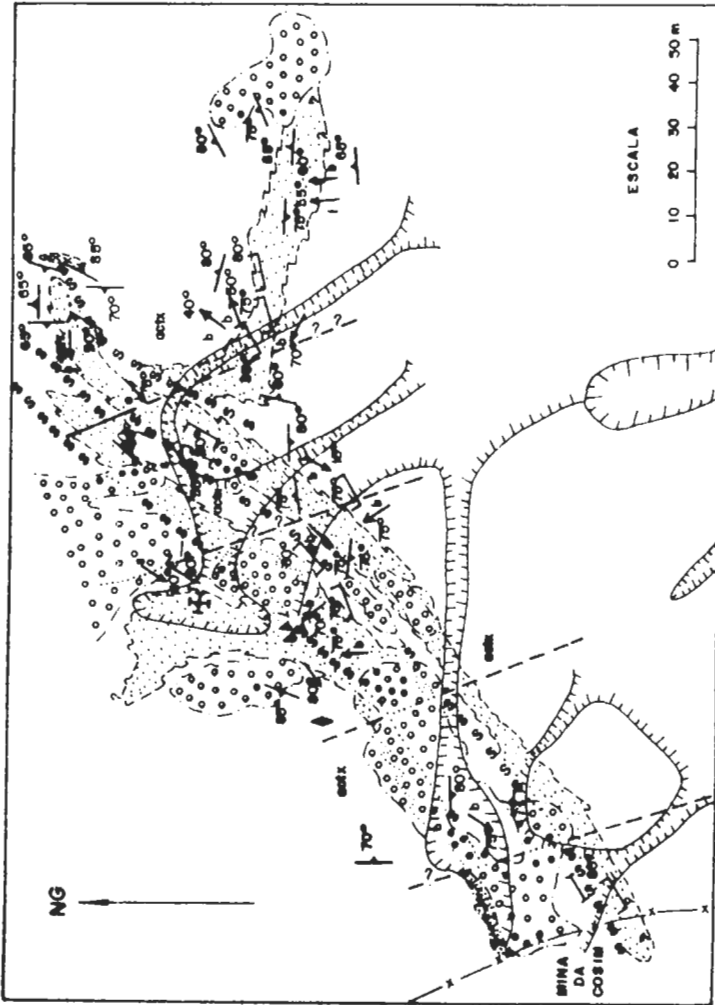
OBS.: VER DISCUSSÃO DAS SEÇÕES NO TEXTO



MAPA GEOLÓGICO DE PARTE DA JAZIDA DE MINÉRIO DE MANGANÊS DO AQUINO, FAZENDA DO BAHÚ

MUNICÍPIO DE SÃO TIABO, DISTRITO DE MERCÊS DE ÁGUA LIMPA, MS.

FIG. 2



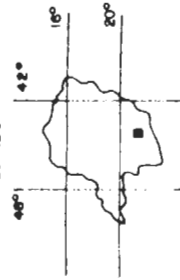
BASE TOPOGRÁFICA DE 1979, DA EXTRATIVA MANGANÊS LTDA.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
TRABALHO GEOLÓGICO 1988
GRADUANDO: PATRÍCIA ALVES JUNQUEIRA
ORIENTADOR: EDUARDO ANTÔNIO LADEIRA

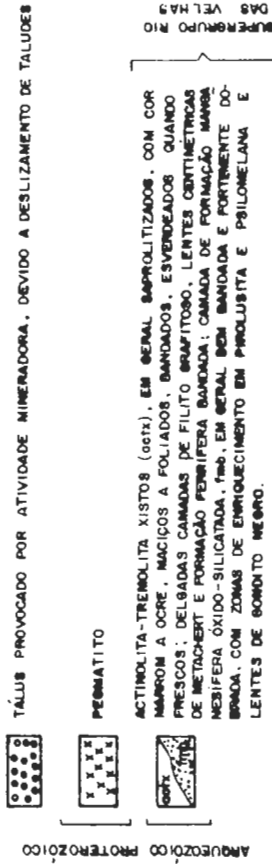
POSICÃO DA ÁREA



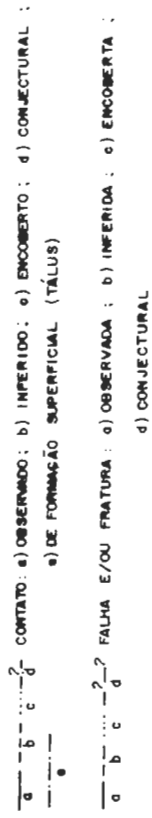
LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO



CONVENÇÕES



SIMBOLOGIA



ACAMAMENTO (Sa) 20° Sn 50° Sn 70° Sn Sn + 1

VERTICAIS: 5n Sn + 1 HORIZONTAIS: Sn Sn + 1

CHARNEIRAS DE DOBRAS ESTIRAMENTO "SLICKENSIDE" ORIENTAÇÃO MINERAL

INTERSEÇÃO 55° 5° 10° 80° m

CHARNEIRA DE DOBRA VERTICAL b1

CISALHAMENTO: 55° 5° 10° 80°

CERCA DE DIVISÃO DO MANIFESTO

CORTE PARA EXPLORAÇÃO DE MINÉRIO DE MANGANÊS

BRECHA: ▲ ▲ ▲

▲ ▲ ▲

▲ ▲ ▲

Mineralizações de scheelita nas rochas anfíbolíticas do greenstone Barbacena, na área de Nazareno - São João del Rei - Lagoa Dourada, MG

R.M. Pereira*, C. D'Avila**, R.A.A. dos Santos* e E.A. Ferreira
(*Departamento de Geologia/Geofísica da UERJ; ** I.Geociências UFRJ)

GEOLOGIA

A geologia da área compreendida entre Nazareno e Lagoa Dourada engloba parcialmente as rochas do greenstone Barbacena. O greenstone Barbacena é constituído por um conjunto de xistos verdes com talco xistos, anfíbolitos, anfíbólio-xistos, gonditos, xistos grafitosos e quartzitos (Pires, 1978). Em trabalho anterior Pires (1977) destacava os horizontes anfíbolíticos que se apresentavam intercalados com finos níveis de quartzitos (chert) contendo turmalina e/ou turmalinitos, indicando assim uma provável origem ortoderivada para essas rochas. A ortoderivação das rochas anfíbolíticas também foi sugerida por Machado Filho et al. (1983) e Barbosa (1985), que estudando as rochas da região de Conselheiro Lafaiete, as consideraram como prováveis basaltos toleíticos.

MINERALIZAÇÕES

As mineralizações scheelitíferas encontram-se distribuídas em uma extensa faixa com cerca de 60 quilômetros de comprimento e 12 quilômetros de largura, estendendo-se desde o município de Nazareno até o município de Lagoa Dourada, passando pelas áreas de São João del Rei e Coronel Xavier Chaves. Sua distribuição acompanha a grosso modo o trend das faixas anfíbolíticas regionais.

A scheelita foi identificada em campanhas de prospecção por concentrados de minerais pesados nas áreas de Nazareno - Cassiterita, São João del Rei - Caburu e Coronel Xavier Chaves - Lagoa Dourada. Nas três áreas foram coletados um total de 317 concentrados de bateia com uma densidade de amostragem que variou de 1 amostra/0,5 Km² até 1 amostra/2,5 Km².

A amostragem foi realizada em drenagens de segunda e terceira ordens sendo coletado um volume de 10 litros de material, que foi peneirado a -2 mm e apurado em bateia. Os concentrados foram processados em laboratório e estudados em lupa binocular sendo a identificação e contagem dos grãos de scheelita feitas com auxílio de uma lâmpada ultra-violeta ondas curtas.

No geral os concentrados são constituídos por: anatásio, anfíbólios (hornblenda, tremolita-actinolita e holmquistita), cassiterita, clinozoizita, epidoto, espiné

lio (gahnita), granada, ilmenita, limonita, magnetita, microlita, monazita, muscovita, pirita epigenizada, rutilo, columbita-tantalita, turmalina (dravita?), xenotímio e zircão. Mais raramente ocorrem calcopirita, espodumênio, lepidolita, pirita, ouro, scheelita e galena.

A scheelita foi encontrada em 25% a 50% das amostras analisadas. De um modo geral as concentrações detectadas variaram de 1 grão a cerca de 60 grãos de scheelita/amostra.

Na área de São João del Rei - Caburu trabalhos de "follow up" permitiram determinar alguns pontos com valores acima de 300 grãos, atingindo excepcionalmente, em um ponto, cerca de 1053 grãos de scheelita.

Sua granulometria é geralmente fina ($-0,125$ mm), ocorrendo entretanto grânulos com até 1,5 mm de tamanho. A cor de fluorescência branco-azulada, na quase totalidade dos grãos contados, aponta para uma scheelita pura com ausência de molibdênio na estrutura do mineral, o que foi confirmado por FRX que indicou W e Ca como elementos predominantes e traços de K, P, Si, Al e Fe. Grãos de powellita foram observados em uns poucos pontos da área pesquisada em valores nunca superiores a 3 grãos/amostra.

Raros grãos de scheelita foram determinados em alguns afloramentos rochosos associados a faixa anfibolítica nas áreas de Volta Grande (anfibólio-xistos) e Minas Brasil (anfibolito) no município de Nazareno; em frente a lavra da Barra (anfibolito) no município de Cassiterita e próximo a Caburu (anfibólio-gnaiss) no município de São João del Rei.

QUÍMICA

Foram efetuadas análises químicas em alguns concentrados de bateia da área de São João del Rei - Caburu. Destes, 28 foram analisados por ICP para Al, B, Ba, Be, Ca, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, P, Pb, Si, Sn, Ti, V, Y, Zn e Zr; 31 por AA para Ag e 33 por colorimetria para W. Foram constatados valores elevados para Sn, La, Y, Ce, Zr, Pb, W, Zn, Cu e Ag (tabela I).

A partir desses resultados duas associações de elementos puderam ser estabelecidas: Sn-La-Y-Ce-Zr, relacionada aos inúmeros corpos pegmatíticos que cortam indiscriminadamente as rochas do embasamento e Pb-W-Zn-Ag-(Cu) associada às rochas que compõem o greenstone.

Esta última assemelha-se às associações Ga-Zn-Pb-W do cinturão oroueano Malene da Groenlândia (Appel, 1986a) e Pb-Zn-W-Ag da formação Parnell do Bloco Broken Hill da Austrália (Plimer, 1983).

Nessas áreas, mineralizações strata bound de scheelita encontram-se associadas a anfibolitos derivados de material toleítico com baixo teor de K, que contêm turmalina e gahnita e/ou níveis de exalitos tumaliníticos (com dravita e schorlita) e quartzo-gahníticos.

Atribui-se à scheelita, turmalina e gahnita uma origem exalativa submarina. Desta forma a presença de turmalina (dravita?) e gahnita nos concentrados analisados pode vir a se constituir como mais um elemento comparativo entre a área estudada e os sítios scheelitíferos supra citados.

CONCLUSÃO

1) A ampla distribuição da scheelita na região estudada; 2) a sua associação com uma faixa de rochas anfibolíticas ortoderivadas; 3) a presença de níveis de turmalina/turmalinitos no greenstone Barbacena e 4) a associação Pb-W-Zn-Ag caracterizada na área de São João del Rei - Caburu, sugerem, preliminarmente, que as mineralizações dessa região possuem um caráter stratabound e uma origem exalativa, semelhantemente àquelas da Groenlândia (cinturão Malene) e Austrália (Broken Hill).

BIBLIOGRAFIA

- Appel, P.W.U. (1986a) - Strata bound scheelite in the Archean Malene supracrustal belt, West Greenland. Mineral. Deposita, 21: 207-215.
- Barbosa, M.I.M. (1985) - Geoquímica das faixas máficas - ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG). Tese de Mestrado (não publicada), IG/UFRJ, Rio de Janeiro, 2 volumes, 227 pag.
- Machado Filho, L.; Ribeiro, M.W.; Gonzales, S.R.; Schenini, C.A.; Neto, A.S.; Palmeira, R.C.B.; Pires, J.L.; Teixeira, W.; Castro, H.E.F. (1983) - Projeto RadamBrasil, Folhas SF. 23/24, Rio de Janeiro/Vitória; Levantamento de Recursos Naturais, volume 32, 700 pag.
- Pires, F.R.M. (1977) - Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete. Tese de Mestrado (não publicada), IG/UFRJ, 344 páginas.
- Pires, F.R.M. (1978) - The archaean Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete district, Minas Gerais, Brazil. An. Acad. Bras. Ciên., 50(4): 237-239.
- Plimer, I.R. (1983) - The association of tourmaline bearing rocks with mineralization at Broken Hill, N.S.W. Proc. Aust. Inst. Min. Metall. Conf. Broken Hill, 175-186.

TABELA I

Resultados das análises de concentrados de bateia da área de São João del Rei-Caburu (W por colorimetria; Ag por AA; demais elementos por ICP. Todos os valores em ppm). *

	Min.	Max.
Sn	25	19.141
La	5	22.065
Y	92	63.760
Ce	83	44.568
Zr	666	76.716
Pb	170	14.097
Cu	5	1.229
Zn	87	760
W	4	2.000
Ag	0.2	18

* Laboratório LBPM

ASPECTOS GEOLÓGICOS DA ÁREA DO GARIMPO DE CAPOEIRANA, NOVA ERA: UMA NOVA OCORRÊNCIA DE ESMERALDA EM MINAS GERAIS

Juarez Leal de Souza (DEGEO/UFOP)
Júlio César Mendes (DEGEO/UFOP)
Emílio Garibaldi (DNPM/3º Distrito)
Darcy P. Svisero (IG/USP)

INTRODUÇÃO

O garimpo de esmeralda de Capoeirana, descoberto acidentalmente em outubro de 1988, está localizado no Município de Nova Era (MG), distando, em linha reta, 8,5 km a noroeste da referida cidade. O acesso principal, a partir de Belo Horizonte, é feito através das rodovias BR-262 e BR-381 até à cidade de Nova Era, seguindo-se depois por cerca de 10 km pela estrada não pavimentada que liga Nova Era a Itabira, até atingir o garimpo nas proximidades da Fazenda Capoeirana (Fig. 1).

Este artigo apresenta uma síntese das investigações petrográficas realizadas na área do depósito de Capoeirana, bem como aspectos da mineralização e da mineralogia da esmeralda dessa nova ocorrência. Os trabalhos de campo, por seu turno, vêm complementar o mapeamento litológico elaborado por Souza (1988) na região da jazida de Itabira.

GEOLOGIA REGIONAL

A região do garimpo de esmeralda de Capoeirana, observada em um contexto geológico regional, pode ser subdividida em duas unidades litológicas maiores, identificadas na parte meridional do Cráton do São Francisco. Essas unidades são representadas pelo embasamento cratônico arqueano, composto por terrenos gnáissico-migmatíticos de caráter poli metamórfico, incluindo rochas graníticas do tipo "Granito Borrachudo", e por metassedimentos do Proterozóico Inferior pertencentes ao Supergrupo Minas. Estratigraficamente, o garimpo de Capoeirana está situado na "Seqüência de Paragnais" basal do Supergrupo Minas da região de Nova Era, definida por Schorscher (1975, in Schorscher & Guimarães 1976). Segundo este autor, essa seqüência é constituída por metarcósios a metagrauvacas com intercalações concordantes de micaxistos e quartzitos micáceos. Subordinadamente aparecem ainda intercalações de xistos metaultramáficos e veios pegmatóides, responsáveis pelas mineralizações esmeraldíferas da região.

PETROGRAFIA E MINERALIZAÇÃO DA ESMERALDA DO GARIMPO DE CAPOEIRANA

O levantamento litológico realizado na área do garimpo de Capoeirana, conforme se observa na Fig. 2, revelou a presença de rochas gnáissicas de composição granítica em contato com uma seqüência vulcano-sedimentar, localmente, indiferenciada. Os gnaisses graníticos são representados por dois tipos petrográficos distintos, sendo um deles correspondente ao tipo não lenticular (rocha leuco a hololeucocrática, com textura granoblástica fina a média, contendo segregações freqüentes

de veios pegmatóides) e, o outro, ao tipo lenticular (rocha leucocrática, de textura granoporfiroblástica, com presença rara de veios pegmatóides). O gnaiss lenticular corresponde aos granitóides do tipo Borrachudo descritos por Schorscher et al. (1982) na região de Itabira, Minas Gerais. A seqüência vulcano-sedimentar, por sua vez, é composta por intercalações métricas de xistos e gnaisses metapelíticos, xistos de metaultramáficas, anfibolitos diversos, veios pegmatóides e veios de quartzo.

A mineralização esmeraldífera no garimpo de Capoeirana está intimamente ligada aos xistos metaultramáficos, representados, petrograficamente, por um cromita-biotita/flogopita xisto com quartzo, em associação com veios pegmatóides quartzo-feldspáticos. Destaca-se, entretanto, nesse depósito a presença marcante de cromita nas encaixantes da esmeralda, atingindo às vezes até 30% da composição modal da rocha. Esse tipo de associação, observado também nas jazidas de Itabira (Souza 1988), Santa Terezinha de Goiás (Mendes 1989) e Mara Rosa (Mendes et al. 1989), leva os autores deste trabalho a concluir que a presença da cromita é um dos metalotectos indispensáveis dos jazimentos esmeraldíferos, definidos por Sinkankas (1981), como do "tipo xisto".

A formação da esmeralda de Capoeirana, semelhantemente à da jazida de Itabira (Souza 1988), pode ser referida como sendo a do tipo clássico, isto é, o berílio provém das rochas de composição granítica (gnaisse granítico não lenticular) transportado pelos fluidos pegmatóides, enquanto que os elementos cromóforos são derivados dos xistos metaultramáficos (cromita-biotita/flogopita xisto). Observou-se, ainda, na área do garimpo a presença de cristais de berilo incolor no interior dos veios quartzo-feldspáticos, o que vem confirmar a grande abundância de berílio nos fluidos pegmatóides ocorrentes nessa região. Ressalta-se também, como aspecto interessante da mineralização da esmeralda em um contexto regional, uma faixa com direção aproximadamente N-S onde aparece uma série de ocorrências dessa gema, as quais incluem São Domingos do Prata, Nova Era (Souza et al. 1989), Itabira (Bastos 1981, Sauer 1982, Mendes et al. 1985, Souza et al. 1987, Souza 1988, 1989), Brejaúba (Município de Santa Maria de Itabira), Esmeralda de Ferros (Cunha 1961) e Cubas, bordejando o extremo sudeste do Cráton do São Francisco. A observação desse fato indica, certamente, a existência de uma faixa, iniciando-se ao norte de Rio Casca e estendendo-se até às proximidades de Guanhães, altamente favorável aos jazimentos esmeraldíferos em Minas Gerais.

MINERALOGIA DA ESMERALDA

As investigações ópticas revelaram que a esmeralda de Capoeirana apresenta coloração verde-grama típica, pleocroísmo distinto (ω = verde amarelado e ϵ = verde azulado), índices de refração com valores de $n_{\epsilon} = 1,580-1,585$, $n_{\omega} = 1,585-1,590$, $\Delta n = 0,005-0,006$ e poucas inclusões sólidas minerais. Mica de coloração castanha variável é a inclusão mineral mais comum, aparecendo subordinadamente cristais incolores, os quais podem tratar-se, pelas morfologias apresentadas, de quartzo e ápatita.

As inclusões fluidas nessa esmeralda constituem um dos aspectos microscópicos mais interessantes e notáveis, à semelhança do que se observam nas gemas da jazida de Itabira (Schwarz & Mendes 1985, Souza

& Svisero 1987, Souza 1988). Essas inclusões ocorrem na forma de canálculos diminutos e cavidades geométricas, orientados na direção do eixo c da esmeralda, apresentando preenchimentos em geral trifásicos e polifásicos dos tipos líquido-líquido-gás e sólido-líquido-líquido-gás, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- BASTOS, F.M. - 1981 - Emeralds from Itabira, Minas Gerais, Brazil. The Lapidary Journal, 35(9): 1842-1848.
- CUNHA, O.L. - 1961 - Esmeralda da Fazenda do Sossego, Santana dos Ferros, Minas Gerais, Brasil. Gemologia, Ano VII(25): 9-14.
- MENDES, J.C. - 1989 - Aspectos mineralógicos, geológicos e econômicos da esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 170p (em fase final de preparação).
- MENDES, J.C.; SCHWARZ, D.; SVISERO, D.P. - 1985 - Geologia e mineralização da jazida de esmeralda de Itabira: correlação com as demais jazidas brasileiras. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 5, p.240-250.
- MENDES, J.C.; SOUZA, J.L.; SVISERO, D.P. - 1989 - A ocorrência de esmeralda de Mara Rosa: aspectos geológicos e gemológicos. Rev. Escola de Minas (No Prelo).
- SAUER, D.A. - 1982 - Emerald from Brazil. In: INTERN. GEMOL. SYMP., Proceedings, Santa Monica, California, p.357-377.
- SCHORSCHER, H.D. & GUIMARÃES, P.F. - 1976 - Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do distrito ferrífero de Itabira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, MG, Roteiro das Excursões, p.75-86.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas green stone belt and proterozoic rocks. Excursions Anex, ISAP, 44p.
- SCHWARZ, D. & MENDES, J.C. - 1985 - Estudo comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira, Minas Gerais e Santa Terezinha de Goiás. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 5, p.154-164.
- SINKANKAS, J. - 1981 - Emerald and Other Beryls. Radnor, Chilton Book Co., 665p.
- SOUZA, J.L. - 1988 - Geologia e mineralogia da esmeralda da jazida de Itabira, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 192p.
- SOUZA, J.L. - 1989 - A jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. In: Principais Depósitos Mineraiis do Brasil, DNPM (No Prelo).
- SOUZA, J.L.; MENDES, J.C.; SVISERO, D.P. - 1987 - Aspectos mineralógicos e geológicos das esmeraldas brasileiras. Rev. Escola de Minas, 40(3): 18-26.
- SOUZA, J.L. & SVISERO, D.P. - 1987 - Estudo óptico e roentgenográfico de inclusões de esmeraldas da jazida de Itabira, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, MG, Bol. Nº 7, p.329-342.
- SOUZA, J.L.; MENDES, J.C.; GARIBALDI, E.; SVISERO, D.P. - 1989 - Estudos petrográficos e mineralógicos da esmeralda do garimpo de Capoeirana, Nova Era, Minas Gerais. Rev. Escola de Minas (No Prelo).

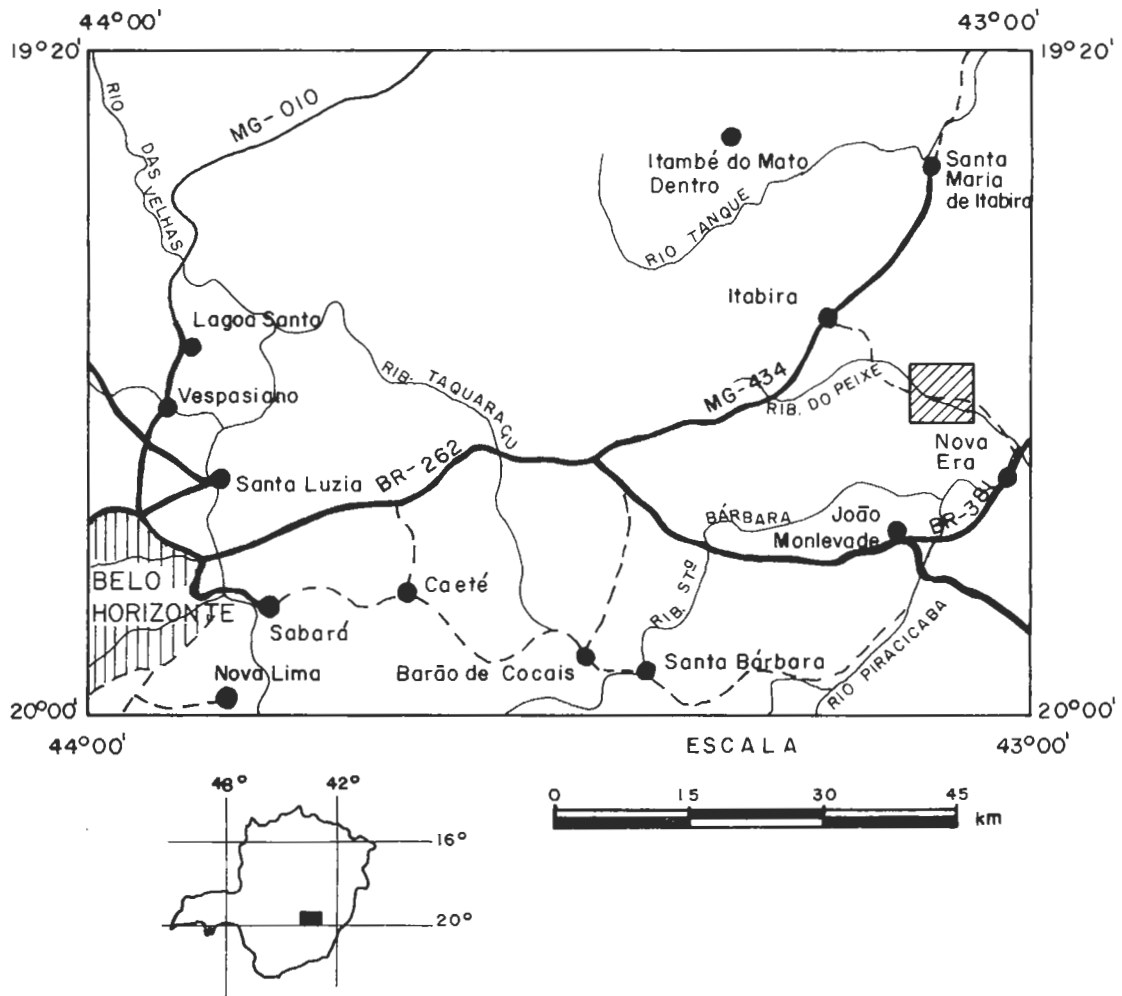
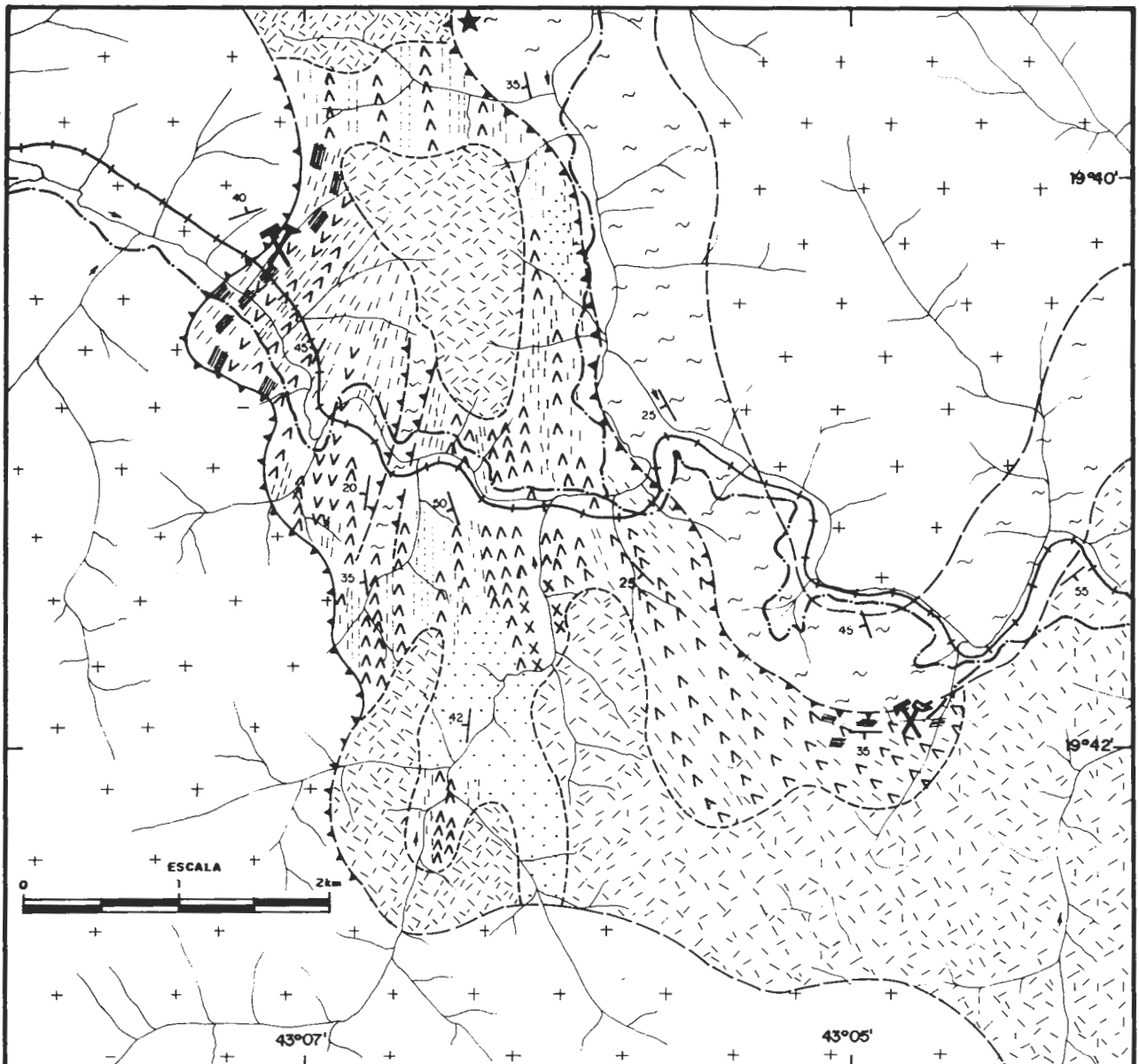


FIG. 1 — Mapa de localização e acessos da área estudada.



LEGENDA

- | | | | |
|--|---|--|--|
| | SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR INDEFERENCIADA APRESENTANDO LOCALMENTE : | | GNAISSE GRANÍTICO NÃO LENTICULAR |
| | XISTOS METAPELÍTICOS - (QUARTZO + MOSCOVITA + BIOTITA + CLORITA + PLAGIOCLÁSIO + ESTAUROLITA + GRANADA + CORDIERITA + SILLIMANITA) | | GNAISSE GRANÍTICO LENTICULAR ("FLASER") |
| | GNAISSE METAPELÍTICO - (QUARTZO + CUMINGTONITA + BIOTITA + GRANADA + ESTAUROLITA + PLAGIOCLÁSIO) | | CONTATO APROXIMADO |
| | XISTOS DE METALTRAMÁFICAS - (BIOTITA / FLOGOPITA + CROMITA + ESMERALDA + QUARTZO) | | FALHA DE EMPURRÃO DEFINIDA |
| | ANFIBOLITOS DE METALTRAMÁFICAS - (TREMOLITA / ACTINOLITA + CLORITA + TALCO + CROMITA) | | FALHA DE EMPURRÃO APROXIMADA |
| | ANFIBOLITOS DE METAÍGNEAS E METATUFOS BÁSICOS - (QUARTZO + HORNBLENDA + PLAGIOCLÁSIO + BIOTITA + GRANADA) | | ESTRADA |
| | QUARTZITOS - (QUARTZO + MOSCOVITA + BIOTITA) | | FERROVIA |
| | | | FOLIAÇÃO |
| | | | JAZIDA DE ITABIRA |
| | | | GARIMPO DE CAPOEIRANA |
| | | | DRENAGEM |
| | | | OCORRÊNCIA DE ÁGUA MARINHA |

FIG. 2 - MAPA LITOLÓGICO DA ÁREA DAS JAZIDAS DE ESMERALDA DE CAPOEIRANA E ITABIRA, MG. (Modificado de SOUZA 1966)

NOTA SOBRE A OCORRÊNCIA DE ESPINÉLIOS GEMAS AO SUL DE FELÍCIO
DOS SANTOS (MINAS GERAIS)

Jacques Pierre Cassedanne (*)

Mario Luiz de São Carneiro Chaves (**)

(*) Instituto de Geociências - UFRJ/CNPq

(**) Centro de Geologia Eschwege - UFMG

Entre as numerosas citações de espinélio em Minas Gerais (Calmbach, 1938), destacam-se depósitos aluvionares na borda Leste da Serra do Espinhaço. Damour (1878) citou uma gahnita verde a azul que se torna vermelha escura à luz incandescente e Hussak (1917) descreveu "espinélios nobres". Porém, a origem desses minerais permanecia desconhecida.

Em meados de 1986, o garimpeiro Bartolomeu L. da Silva iniciou prospecções nos afluentes vizinhos das cabeceiras do Rio Araçuaí, ao sul de Felício dos Santos. Espinélios, alguns de qualidade gema, associados a outros minerais possivelmente lapidáveis, foram encontrados nos Córregos da Cachoeira, do Elias e Real, entre outros, assim como, a montante, no Rio Araçuaí. A finalidade dessa nota é descrever as aluviões mineralizadas e determinar a fonte dos espinélios.

A área estudada situa-se cerca de 4 quilômetros a Leste de Diamantina, a partir de onde se faz o acesso pela BR-367 via Mendanha e Couto de Magalhães. A 9 quilômetros dessa última cidade, toma-se a direita em direção a Rio Preto e depois, a Felício dos Santos. A partir daí, pequenas estradas municipais rumando sul, razoavelmente trafegáveis em período seco, permitem atingir os córregos explorados.

GEOLOGIA REGIONAL

A região de Felício dos Santos está incluída no mapa geológico a 1:250.000 de Gorlt (1972), posteriormente detalhado em alguns trechos por integrantes do Centro Eschwege. Nela são identificadas quatro unidades litoestratigráficas pré-cambrianas: Complexo Basal, Supergrupo Minas, Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas, da base para o topo. Restritas coberturas elúvio-coluvionares completam esse quadro (Fig. 1).

O Complexo Basal arqueano, compõe-se de gnaisses leucocráticos, anfibolitos e xistos miloníticos, estes localmente enriquecidos em cianita e especularita. Arrasadas pela erosão, essas rochas apresentam relevo característico em "meias-laranjas" e afloram nas vizinhanças dos pontos amostrados. O Supergrupo Minas (Proterozóico Inferior) constitui-se de quartzitos micáceos recristalizados, com níveis ferruginosos e mica-xistos com cianita, estando em contato tectônico ou em discor-

dância erosiva com as unidades adjacentes; formando faixas quase contínuas, elas atravessam no sentido SW-NE a região estudada, destacando-se em "hogbacks" resultando dos empurrões. O Supergrupo Espinhaço compõe-se de quartzitos finos a grosseiros e metaconglomerados polimícticos. Essas rochas podem ser correlacionadas à Formação Sopa-Brumadinho da região de Diamantina, de idade proterozóica média. As rochas do Supergrupo Espinhaço ocorrem em vasta porção serrana (Serra do Gavião), na parte oriental da zona estudada, incluindo as nascentes dos Córregos da Cachoeira e do Elias. O Grupo Macaúbas constitui-se de quartzitos finos, metadiamictitos e xistos verdes. De idade proterozóica superior, repousa em discordância angular sobre as unidades inferiores e aflora a Nordeste da zona estudada.

Estruturalmente, a área é caracterizada por um sistema de falhas de empurrão que gera uma foliação milonítica sub-paralela ao acamamento e lineações de estiramento, além de falhas normais posteriores. O grau de metamorfismo do Complexo Basal situa-se no facies anfibolito superior. As demais unidades mostram metamorfismo de facies xisto verde alto a anfibolito inferior.

LOCALIZAÇÃO E TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

A região estudada corresponde à saída do Rio Araçuaí na planície, zona particularmente propícia à deposição dos minerais pesados resistentes. Afim de estudar o cortejo mineralógico associado aos espinélios, quatro volumosas amostras foram coletadas (Fig.1):

Amostra 1 - Córrego da Cachoeira. No ponto de coordenadas $x=685,5$ e $y=7987$ (Folha Rio Vermelho 1/100.000 SE-23-Z-B-I, IBGE 1977), a 750 metros de altitude e aproximadamente 500 metros da confluência com o Rio Araçuaí (margem esquerda). A amostra é de cascalho antigo, pouco consolidado, subjacente a depósitos areno-argilosos e repousando, no fundo do leito atual, sobre mica-xistos alterados. O córrego aí corre entre matacões de quartzitos descidos dos pendentes situados a montante;

Amostra 2 - mesma localização que a precedente. A amostra foi coletada num terraço situado 2 metros acima do nível das enchentes. O cascalho é possivelmente misturado com algumas coluviões;

Amostra 3 - Córrego Elias. No ponto de coordenadas $x=683,6$ e $y=798,7$, na altitude de 840 metros, 700 metros antes de sua confluência com o Córrego Cotó, afluente esquerdo do Rio Araçuaí. A amostra é um cascalho antigo, com níveis endurecidos, do fundo do leito atual, que é recoberto por seixos de quartzo e mica-xistos;

Amostra 4 - Córrego Real. No ponto de coordenadas $x=687$ e $y=7995,7$, altitude de 740 metros, 300 metros antes de sua confluência com o Rio Araçuaí, margem direita. A amostra é um cascalho antigo coletado ao

nível das enchentes, num barranco da ribanceira setentrional.

As amostras foram peneiradas no lugar a 2 milímetros; o cascalho obtido sendo conservado para estudo após eliminação do quartzo e o material fino bateiado. No laboratório, a fração pesada obtida, após novo peneiramento (0,5 milímetro; o oversize acrescido ao cascalho precedente) foi tratada pelos processos rotineiros: separações com bromo-fórmio, magnética e eletromagnética. Os minerais foram determinados por via ótica e difratometria. A Tabela 1 fornece as proporções dos minerais representando mais de 5% de qualquer fração eletromagnética. Os outros (figurados por x) constituem menos de 0,1% do concentrado.

MINERAIS PESADOS DOS CONCENTRADOS DE BATEIA

Eles serão brevemente descritos por ordem alfabética. Anfibólio: fragmentos angulosos de prismas, verde pálido, em via de alteração. Cianita: plaquetas, ripas e agulhas incolores, cinzentas, azuladas ou marrom claras, com muitas inclusões metálicas tornando o mineral paramagnético; a cianita é transparente a opaca, raramente em feixes muito escuros (terraço do Córrego da Cachoeira). Epidoto: pequenos cristais verde pistacho, sempre associados a quartzo leitoso, em fragmentos angulosos. Estauroлита: ora fragmentos de prismas, algumas vezes geminados (Córrego do Elias), marrom caramelado e brilho vítreo, frequentemente translúcidos, ora grânulos subopacos amarronzados e raros prismas cor de tijolo. Granada: ora em escamas angulosas alaranjadas a rosas, ora em rombododecaedros arredondados quase incolores, ora em grânulos alaranjados. Hematita (derivando geralmente da magnetita): em placas, grânulos, fragmentos irregulares, cascalhos de ocre vermelho e octaedros martitizados; fosca a brilhante, com superfície lisa a esponjosa; existem fragmentos de specularita, hematita micácea e alguns com rutilo epitáxico. Ilmenita: rara, não foi separada da hematita. Magnetita: grânulos, plaquetas, fragmentos esponjosos e octaedros com faces lisas ou com degraus, fosca a brilhante, amarronzada a cinza metálico. Monazita: ora fragmentos angulosos amarelo ouro a alaranjado pálido, transparentes a translúcidos, ora grânulos opalescentes levemente alterados. Muscovita: em plaquinhas, associada a specularita e espinélio amarelo ou esverdeado (Córrego da Cachoeira). Rutilo: ora grânulos, fragmentos de prismas com caneluras e geminações em V, frequentemente translúcidos, salmão, marrom rosado a avermelhado, ora placas estriadas alaranjadas, ora fragmentos angulosos opacos pretos. Sillimanita: raros grãozinhos de fibras esbranquiçadas. Turmalina: fragmentos de prismas fumês com faces lisas, transparentes a translúcidos. Xenotima: ora fragmentos de bipirâmedes beges, ora cascalho amarronzado, vermelho arroxeadado por transparência. Zircão: ora cristais biter-

TABELA 1

Amostras	1 Córrego da Leito	2 Cachoeira Terraço	3 Córrego do Elias	4 Córrego Real
Magnetita	11,5	15,8	26,5	37,9
Hematita	28,3	69,9	23,6	38,6
Cianita	50,8	11,2	48,7	9,4
Estaurolita	5,0	x	x	10,6
Rutilo	2,3	0,8	x	0,6
Turmalina	0,5	0,3	x	0,2
Monazita	1,4	1,1	1,2	1,6
Zircão	x	0,5	x	0,9
Muscovita	0,2	0,4	x	x
Espinélio	x	x	x	0,2
Epidoto			x	x
Granada	x	x	x	x
Anfibólio				x
Sillimanita	x		x	x
Xenotima	x			
Pirita limonitizada			x	

minados, róseos a marrom claros, translúcidos a opacos, ora grãos quase redondos, arroxeados, translúcidos.

ESPINÉLIO

O tamanho de seus grãos, variavelmente arredondados, varia de alguns centésimos de milímetro a mais de um centímetro. Eles ocorrem em: octaedros, algumas vezes achatados, simples ou associados a um rombo-dodecaedro biselando levemente as arestas, fragmentos de cristais, lascas irregulares e grânulos. Os cristais são únicos, com faces lisas, providas de degraus ou picotadas; ou compostos, de octaedros orientados paralelamente uns aos outros e formando indivíduos cujas faces apresentam cavidades triangulares. As geminações são frequentes ao inverso dos agregados de cristais distintos. A tonalidade varia de quase incolor a preta, passando pelo amarelo (ouro, esverdeado), o verde (claro, alface, oliva, pistacho, capim, esmeralda) e o azul (celeste ou muito intenso). No interior dos cristais a cor é homogênea, passando excepcionalmente de verde amarelo no centro para azul pálido nos bordos. Os pequenos cristais são transparentes a translúcidos; os maiores translúcidos ou, mais geralmente, opacos. Nos cristais verde escuro catados pelos garimpeiros, o pó é verde fosco, a densidade média 4,44, a dureza 7,5-8 e o índice de refração $1,795 \pm 0,003$. Não há clivagem nem fluorescência; o "parting" é geralmente ausente. A malha des-

se espinélio é $a_0 = 8,106 \text{ \AA} \pm 0,005 \text{ \AA}$. Uma análise semi-quantitativa por fluorescência X forneceu como elementos pesados principais: Zn (predominante) e Fe e, como traços: Pb, Mn, Cu, Ni, Co. Esses dados permitem classificar o mineral como gahnita (Winchell & Winchell, 1951). Os cristais de espinélio incluem frequentemente muscovita, quartzo e cianita, cujo desaparecimento, quando localizados perto da superfície, deixa faces rugosas. As principais inclusões das gemas são: palhetas de hematita sem orientação preferencial e raríssimos cristais achatados, transparentes, talvez de espinélio parcialmente reabsorvidos. As inclusões bifásicas são pouco importantes e disseminadas, assim como planos internos com degraus e chaveirões. As fraturas secas abundam, algumas vezes maculadas por hidróxidos de ferro; elas resultam comumente do transporte fluvial. Do ponto de vista gemológico, as pedras transparentes e de cores vivas coletadas até hoje são geralmente pequenas demais para ser comercializadas. Os cristais maiores, translúcidos e opacos, verde esmeralda a escuro, fornecem excelentes cabochões e pérolas.

ORIGEM DOS ESPINÉLIOS

O cortejo mineralizado descrito é típico de produtos resultando da destruição de rochas metamórficas xistosas. A presença das mesmas inclusões metálicas na cianita, na estauroлита, no espinélio e na muscovita pleiteia para uma fonte metamórfica única, desprovida dos minerais característicos das zonas pegmatíticas (Cassedanne, no prelo). Ademais, os grânulos e cascalhos de zircão arroxeados atestam a destruição de rochas detríticas (provavelmente quartzitos) onde se tinham depositados, após uma abrasão devida a um ciclo de erosão anterior.

Os espinélios provêm assim dos mica-xistos e quartzitos que constituem a bacia alimentadora do Rio Araçuaí e de seus afluentes. Essa asserção é confirmada pela presença, na Serra do Gavião, de veios de quartzo atingindo 1 metro de espessura onde, associados ao espinélio euhédrico milimétrico, ocorrem granada e muita especularita. É provável que durante a formação desses veios, posterior ao ápice metamórfico, houve uma concentração parcial dos espinélios disseminados nas rochas regionais; espinélios que também recristalizaram, visto que não apresentam auréola de reação (Friedman, 1954).

No Norte de Minas Gerais, Almeida *et al.* (1978) descreveram uma paragênese metamórfica com espinélio e microclínio, formada em alta temperatura e pressão relativamente baixa, ocorrendo em quartzitos da borda leste da Serra do Espinhaço, numa posição geográfica assim muito semelhante à estudada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de et al. (1978) - A faixa de dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo. An. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, Vol. 1., p. 270-283.
- CALMBACH, W.F. von (1938) - Handbuch brasilianischer Edelstein und ihrer Vorkommen Medawar Ed., Rio de Janeiro, 220p.
- CASSEDANNE, J.P. (no prelo) - Los Yacimientos de aguamarina del Brasil. Anais Museo de la Plata. Argentina.
- DAMOUR, M. (1878) - Note sur le Spinnelle zincifère (gahnite) du Brésil. Bull. Soc. Franc. Min., Tome 1, p. 93-94.
- FRIEDMAN, G.M. (1954) - The spinel-silica reaction succession: a study of incompatible mineral phases. Jour. Geol., Vol. 62, p. 366.
- GORLT, G. (1972) - Fazieswechsel und metamorphose in der westlichen Serra Negra (Espinhaço-zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Rundschau, 61: 166-201.
- HUSSAK, E. (1917) - Os Satélites do Diamante. Serv. Geol. Min. Braz., Rio de Janeiro, 56p.
- WINCHELL, A.N. & Winchell, H. (1951) - Elements of optical mineralogy. Part II: Description of minerals. J. Willey, New York. 55lp.

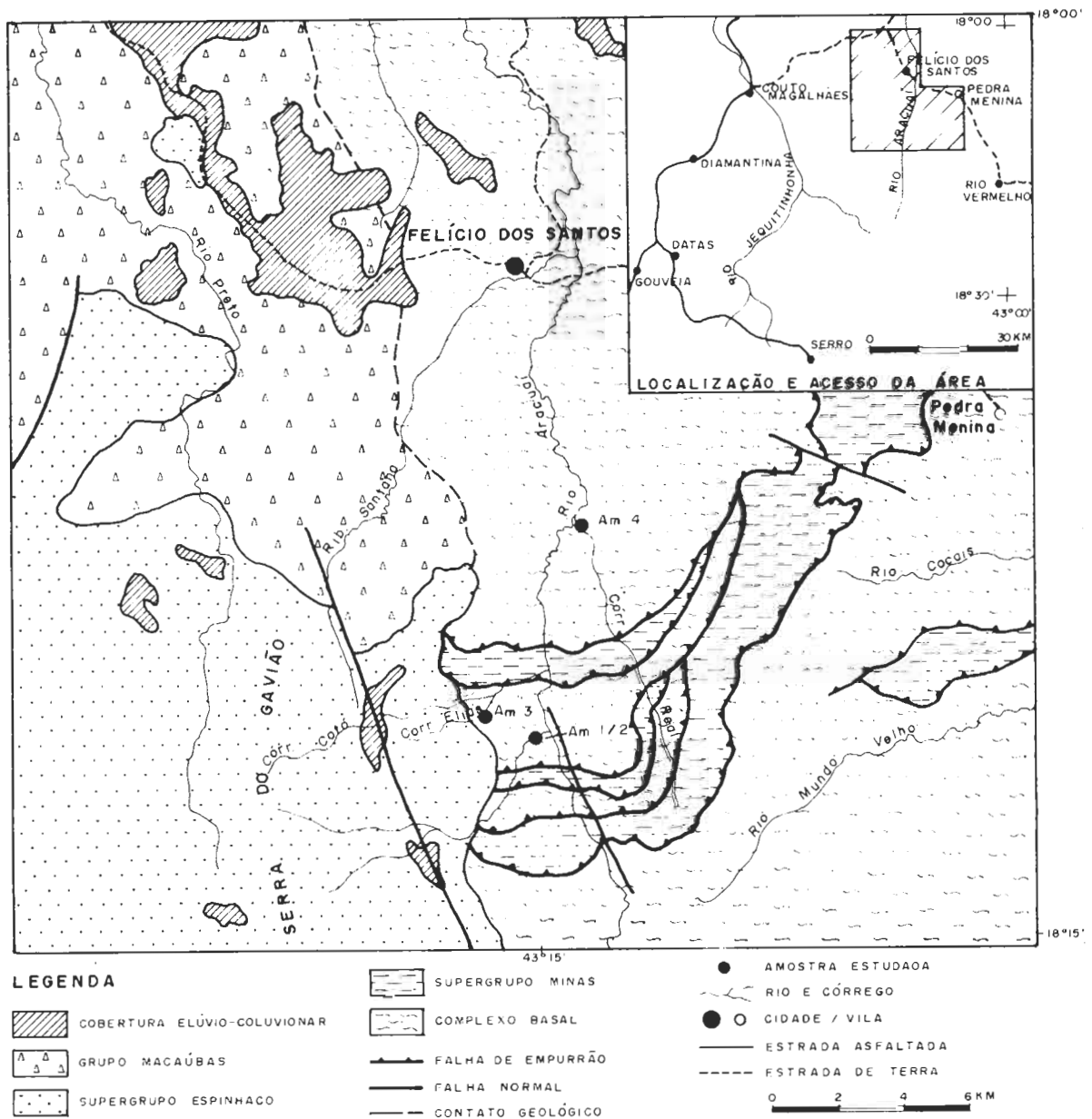


FIGURA 1: GEOLOGIA DA REGIÃO A SUL DE FELÍCIO DOS SANTOS (SEGUNDO GORLT, 1972; PARCIAL E MODIFICADO) COM A LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS.

FORMAÇÃO NOVA PONTE, UMA ENTIDADE TERCIÁRIA

Pedro Gervásio Ferrari - LEME ENGENHARIA S.A.

Estudo contratado pela Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG através da Leme Engenharia para os Estudos Ambientais da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte.

1. INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico da área do reservatório da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte, em construção no rio Araguari pela Companhia Energética de Minas Gerais, propiciou a identificação da Formação Nova Ponte. É uma entidade geológica posicionada, no momento, no Terciário Não Diferenciado. Suas áreas tipo são: descida do rio Araguari na rodovia Araxá-Uberlândia, descida para a cidade de Pedrinópolis na estrada desta para Iraí de Minas e nas boçorocas das proximidades do aeroporto de Nova Ponte. Constitui extensas cascalheiras com níveis arenosos, friáveis, que atinge até 50 m de espessura. Acamamento é a única estrutura sedimentar presente. Os seixos são oriundos do Grupo São Bento, da Formação Bauru, e do Grupo Araxá. Sua área de exposição, no presente momento, está representada na figura 1.

2. LITOLOGIA

As cascalheiras são constituídas por seixos arredondados, com regular a alta esferecidade e dimensões de até 15 cm de diâmetro. Os seixos são de arenito puro quartzo típico da Formação Botucatu, de arenito cinza calcífero e de tufitos das várias fácies da Formação Baurú, de micaxisto e quartzito muscovítico do Grupo Araxá, de quartzo de veio, e de basalto vítreo da Formação Serra Geral. Os seixos estão imersos numa matriz argilo-arenosa avermelhada originada a partir de tufitos e basaltos. A matriz contém abundante magnetita que, por vezes, individualizam delgadas lâminas de grãos de magnetita entremeando as cascalheiras e os leitos arenosos. As fotos evidenciam as referidas intercalações bem como sua estratificação.

O grau de arredondamento da maioria dos seixos evidencia tratar-se de depósito de segundo ciclo, isto é, proveniente da erosão dos conglomerados da Formação Bauru.

Os sedimentos psefíticos e psamíticos de origem fluvial evidenciam terem sido depositados em intervalos que alternavam períodos de regime torrencial e de decréscimo de energia da corrente. As ocorrências de seixos de basalto, de tufitos e de rochas alcalinas evidenciam que nas áreas fontes prevaleciam condições intempéricas predominantemente físicas, isto é, as condições climáticas eram mais adversas ao intemperismo químico.

A Formação Nova Ponte depositou-se tanto sobre basalto da Formação Serra Geral quanto sobre micaxistos do Grupo Araxá, e tufitos da fácies Uberaba da Formação Bauru. Somente na descida do rio Araguari, na rodovia Araxá-Uberlândia, tem-se exposição do seu contato com o basalto propiciado pela abertura da referida rodovia. Neste local sobre a superfície plana do basalto vitrófiro são depositou-se paralelamente a Formação Nova Ponte. É capeada pela cobertura arenosa destituída de quaisquer indícios morfológicos de estratificação que constitui as extensas chapadas do Triângulo Mineiro. Este capeamento, em geral mascarados pelos processos intempéricos com formação de canga, pode estar separado por níveis de linha de seixos. Também, torna-se difícil suas individualizações quando a cobertura arenosa contém também níveis de cascalho.

A deposição da Formação Nova Ponte está intimamente associada às implantações das superfícies de aplainamento condicionado pela tectônica epirogenética pós-cretácea que afetou a área. Esta tectônica propiciou a formação de bacias epirogenéticas em sítios limitados por zonas de cisalhamento que se mostraram ativas até, pelo menos, no Terciário Inferior. Isto é atestado pela intromissão de rocha lamprofirítica ao longo da zona de cisalhamento que de Campos Altos (MG) atravessa o noroeste do estado a Minas Gerais alcançando Catalão em Goiás. Sua datação (K-Ar) forneceu 52.M.A. (Barbosa et alii, 1970).

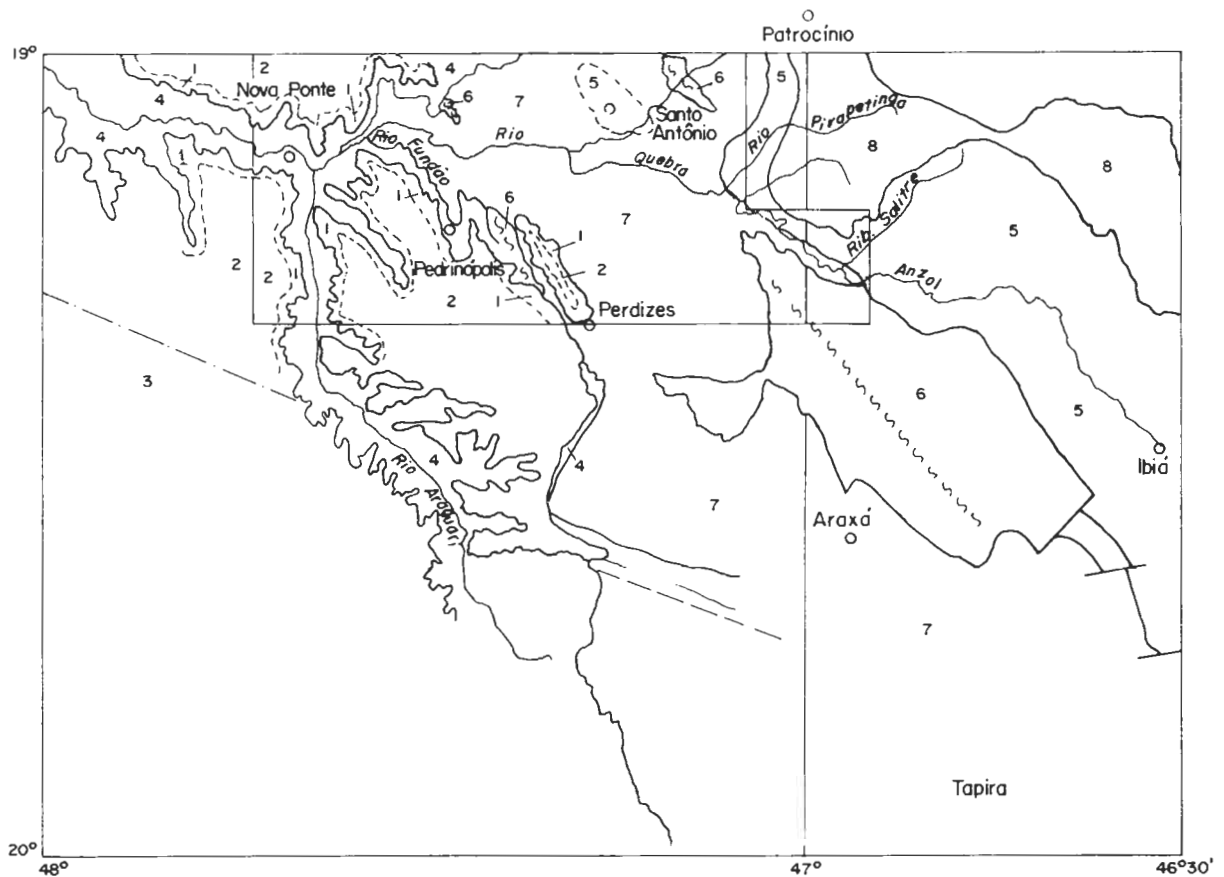
O conjunto de zonas de cisalhamento direcionadas para noroeste é responsável pela implantação tanto das pequenas bacias preenchidas por sedimentos fluviais e tufáceos tais como as ocorrentes

nas regiões de Coromandel, Romaria e nordeste de Perdizes como também foi a responsável pelo limite nordeste da bacia de deposição da Formação Bauru. Este limite acompanha a zona de falhamento de direção noroeste que, vindo da região de Tapira, desaparece sob a cobertura Fanerozóica (Fig. 1). Curiosamente o rio Araguari sofre uma inflexão nessa região mudando seu curso da direção noroeste para norte. Por não terem sido encontradas exposições rochosas das fácies Ponte Alta, Uberaba e areno-argilosa da Formação Bauru na área daquela linha divisória para norte e nordeste é diagnóstico de que essa região constituía uma área elevada onde não se processaram as deposições das referidas fácies. Depreende-se deste quadro geral que as duas estruturas respectivamente, do rio Fundão e da linha divisória de deposição das fácies Ponte Alta, Uberaba e areno-argilosa da Formação Bauru, tiveram papel decisivo na implantação do sítio de acumulação da Formação Nova Ponte enquanto a área fonte situada a oeste estava sendo profundamente exumada.

3. BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O, - Braun, O.P.G. - Dyer, R.C. - Cunha, C.A.B.R. (1970) Geologia da região do Triângulo Mineiro - Div. Form. Prod. Min. Vol. 136. DNPM: 136 pg - Rio de Janeiro.
- FERRARI, P.G. (1981) - Projeto Tectônico Específico de Falhamento Barragem de Emborcação - Rel. Int. Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) - Belo Horizonte.
- LEME ENGENHARIA S.A (1988) - Geologia da Área do Reservatório da U.H.E. Nova Ponte - Rel. Int. Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) - Belo Horizonte.

ESBOÇO GEOLÓGICO

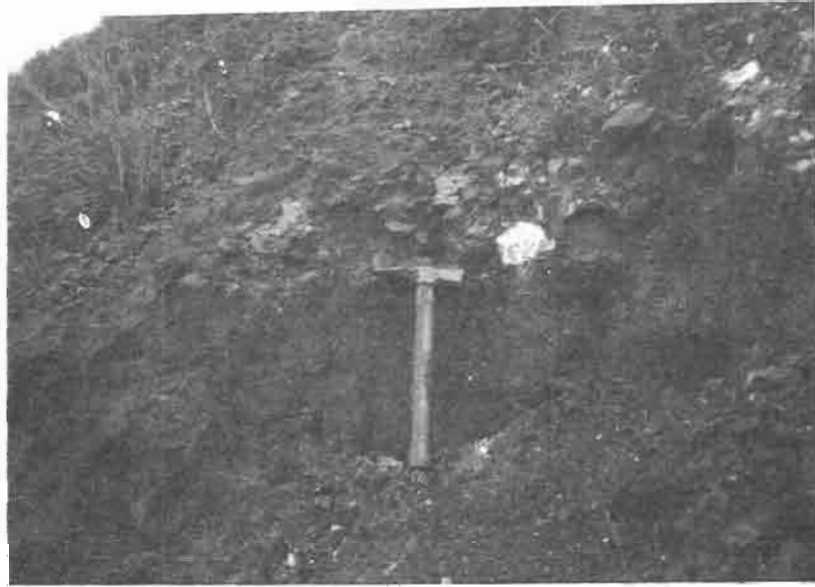


LEGENDA

- 1- Formação Nova Ponte (Terciário Não Diferenciado)
- 2- Cobertura Detrítica (Terciário/Quaternário)
- 3- Formação Bauru (Cretáceo)
- 4- Formação Serra Geral (Jura - Cretáceo)
- 5 e 7- Grupo Araxá (5- Formação Ibiá) (Proterozoico?)
- 6- Complexo Granítico - Gnaissico (Arqueano)
- 7- Grupo Araxá (Proterozoico?)
- 8- Formação Canastra (Proterozoico Superior)
- Limite da Bacia da Formação Bauru
- ~~~~ Zona de Cisalhamento
- Contato Aproximado
- Falha
- Área de Mapeamento Geológico

Base: Extraído e Adaptado de Schobbenhauss et alii
 Esc. 1:1.000.000 - Folha Belo Horizonte

FIGURA I



Local : Descida e entrada de Pedrinópolis vindo de Iraí de Minas via Ponte Branca.

Tema : Cascalheira exibindo estratificação dada pelos leitos escuros. Os seixos são de arenito, basalto e quartzo de veio em matriz areno-argiloso.



Local : Descida para o Rio Araguari na rodovia Araxá-Uberlândia

Tema : Cascalheira exibindo estratificação dada pelos delgados níveis argilosos e arenosos.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DO CENOZÓICO NO MÉDIO
VALE DO RIO DAS MORTES, MG

A.M.M.Ferreira, prof. aux., bolsista - pesquisador, CNPq
M.V.Oliveira, bolsista - Iniciação CNPq
L.J.C.Santos, geógrafo

Departamento de Geologia e Geofísica - UERJ
Projeto financiado CNPq

INTRODUÇÃO

Apesar de inúmeras vezes citados como jazidas auríferas secundárias de grande importância, em vários documentos geológicos e históricos, os depósitos cenozóicos encontrados na região do médio vale do rio das Mortes, MG(fig.1) não foram objeto de estudos detalhados que levassem a individualização das diferentes unidades litológicas presentes. Neste trabalho procura-se definir preliminarmente algumas dessas seqüências, associando-as a uma cronologia relativa. Os trabalhos basearam-se em fotointerpretação na escala de 1:25.000, análise de folhas topográficas em 1:50.000 e controles de campo com levantamento de secções lito-estratigráficas contínuas expostas, com coleta de amostras e posterior análises sedimentológicas.

DEPÓSITOS TERCIÁRIOS E QUATERNÁRIOS MÉDIO

Seqüência Aluvial Amarela - Plioceno Inferior a Médio (?) - Representa o registro de depósitos de leques aluviais (alluvial fan), jazendo em discordância erosiva sobre o substrato rochoso. Caracteriza-se pela ocorrência de uma sucessão de camadas predominantemente arenosas e granulosas, intercaladas a camadas silticas a arenosas finas(fig.2a). Nas camadas arenosas observa-se localmente resquícios de acamamentos horizontais paralelos. Nas silticas desenvolvem-se estratificações laminares. Mineralogicamente são compostas predominantemente por areias de quartzo, com níveis micáceos nos limites das camadas de sedimentos finos. Verifica-se, ainda, a ocorrência de crostas ferruginosas que tendem a acompanhar os limites das camadas. A seqüência apresenta coloração amarelo ocre, presumivelmente de ordem secundária. As camadas acham-se contorcidas, representando possivelmente registros de pequenos escorregamentos (drack) além de

apresentarem como um todo uma inclinação geral da ordem de 50°SE.

Formação Rio das Mortes - Plio-Pleistocênica (?) - Em virtude de suas características lito-estratigráficas e importância regional, esta unidade deposicional foi denominada preliminarmente de Formação Rio das Mortes (fig.2), associando-se a ambientes fluvio-lacustres. Remanescentes encontrados ao sopé da Serra do Lenheiro e São José mostram o intenso trabalho da exploração aurífera, principalmente nas fácies cascalhosas. Apresentam uma inclinação geral concordante com a seqüência aluvial amarela subjacente. Tal fato leva a hipótese de ocorrência de eventos neo-tectônicos sobre estas seqüências antigas. Foram individualizadas três unidades: inferior - representa uma seqüência lacustre, constituindo-se de sedimentos essencialmente silticos e argilosos, com estratificações do tipo laminar de espessura média 1cm. Apresenta coloração rosada a esbranquiçada, jazendo em discordância erosiva sobre a seqüência aluvial amarela. A inconformidade é marcada pela ocorrência de uma cascalheira de seixos de quartzo arredondados a subarredondados; intermediária - representa remanescentes de antigos depósitos fluviais cascalhosos, truncando tanto a seqüência amarela quanto os depósitos lacustres, que parecem ter sido parcialmente erodidos quando da evolução desses depósitos. Nesta fase prevaleceram dinâmicas fluviais de alta energia. Texturalmente é composta quase que essencialmente por uma sucessão de camadas cascalhosas embutidas em matriz arenosa arcossiana. Predomina a coloração esbranquiçada. A cor avermelhada e/ou negra é dada pelo mosqueamento por óxidos de ferro e manganês, chegando a originar concreções de diâmetro de até 30cm. Mineralogicamente é constituído por seixos de quartzo e quartzito bastante alterados. Aparentemente as estruturas foram parcialmente destruídas por processos posteriores à formação do depósito. Entretanto ainda são visíveis algumas tendências de acamamentos paralelos e de estruturas entrecruzadas a canaladas de médio porte típica de padrões anastomosados. Sua mineralogia básica mostra o retrabalhamento de materiais pouco intemperizados. Historicamente são referenciados como "tabuleiros"; superior - constitui-se de depósitos aluviais de textura média a fina, com alternâncias irregulares de sedimentos areno-argilosos, e areias arcossianas. Apresentam coloração esbranquiçada com mosqueamentos locais por óxido de ferro. Aparentemente as estruturas foram praticamente destruídas, no entanto, ainda há vestígios de acamamentos incipientes do tipo entrecruzado, denunciando a ocorrência de um padrão anastomosado.

Camadas do Marçal - Pleistoceno Inferior a Médio (?) - Essa seqüência (fig.2a e b) jaz em discordância erosiva sobre as unidades anteriores, bem como sobre o substrato arqueano e proterozóico, quando as coberturas antigas tiverem sido erodidas. Essa inconformidade erosiva é nitidamente marcada por um nível de paleopavimento detrítico composto de matacões de quartzo, de até 1 metro de diâmetro, e fragmentos de rochas quartzíticas de diâmetro variados (desde seixos a matacões). Dentre as unidades sedimentares antigas existentes na região em estudo, apenas esta tem representação morfológica. Seus depósitos recobrem e suavizam uma paleotopografia anterior bastante irregular, sendo compostos por uma sucessão de depósitos coluviais de baixo gradiente, predominantemente siltico-argilo-arenosos, bastante compactos, separados entre si por linhas descontínuas de seixos quebrados e subarredondados. Mostram sinais de acamamentos paralelos. A sua coloração vermelha a roxa é de ordem secundária. Os remanescentes encontrados mostram cicatrizes da intensa exploração aurífera. Historicamente são denominados de "grupiaras."

DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS SUPERIOR E HOLOCÊNICOS

Seqüência Córrego do Porto - Pleistoceno Superior (?) - Remanescentes dessa unidade aparecem sob a forma de terraços bastante dissecados (fig.3) em alguns tributários do rio das Mortes, tais como Córrego do Lenheiro, Córrego do Porto etc. Constituem-se predominantemente de materiais arenosos relativamente selecionados com níveis de granulos e seixos, e intercalações irregulares de sedimentos finos. Mineralogicamente predominam as areias quartzosas. A parte basal dessa seqüência é formada por níveis de cascalheiras intercaladas com sedimentos areno-argilosos, com raros mosqueamentos. Predomina a coloração esbranquiçada. Mostram, ainda colorações pretas locais em virtude da ocorrência da paleossolos. Apresentam estratificações entrecruzadas acanaladas de pequena escala nas fácies arenosas finas e de média escala nas fácies granulosas e seixosas. As fácies silticas a argilosas apresentam estratificações laminares paralelas. Historicamente são referenciados como "terraços."

Seqüência Alúvio-Coluvionar Holocênica. Essa seqüência é composta por uma sucessão de materiais coluviais, aluviais, e alúvio-coluviais que se desenvolvem nos vales de canais tributários do rio das Mortes. Os materiais coluviais tendem a se desenvolver na média encosta a baixa encosta. Interdigitam-se por vezes com depósitos aluviais nas baixas encostas, os quais são formados por materiais areno-argilosos, arenosos finos e argilosos, de caráter micáceo. Apresentam

estratificações do tipo laminar, com coloração amarelo-esbranquiçada. Já os depósitos coluviais são formados por sedimentos areno-argilosos a argilo-arenosos, amarelo-castanhos, sem estrutura aparente.

BIBLIOGRAFIA

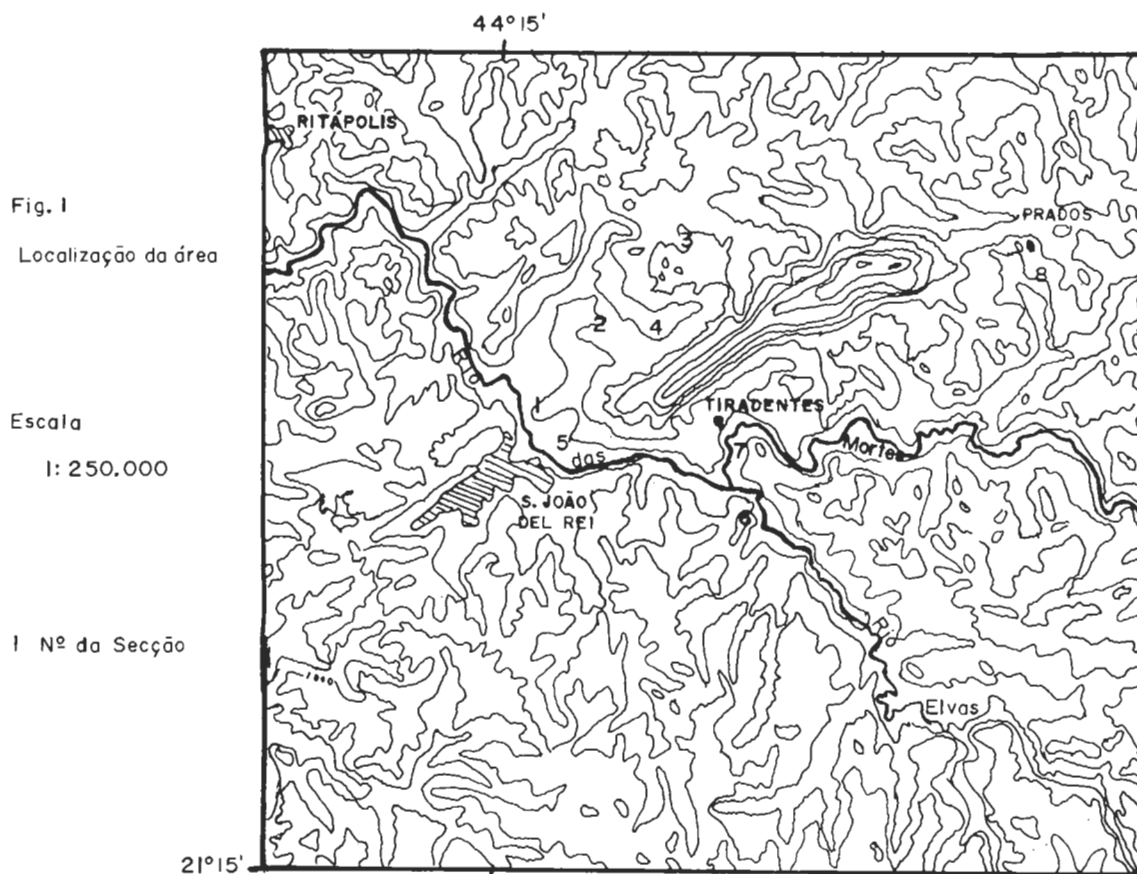
Bigarella, J.J. et alli (1975) - Topics for discussion in: Inter. Symp. on the Quaternary, Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, 33:171-276.

Karfunkel J. et alli (1983) - Relatório Final da 1a. parte do projeto: Aspectos Geológicos e sócio-econômicos do ouro na região de São João Del Rei. Inédito.

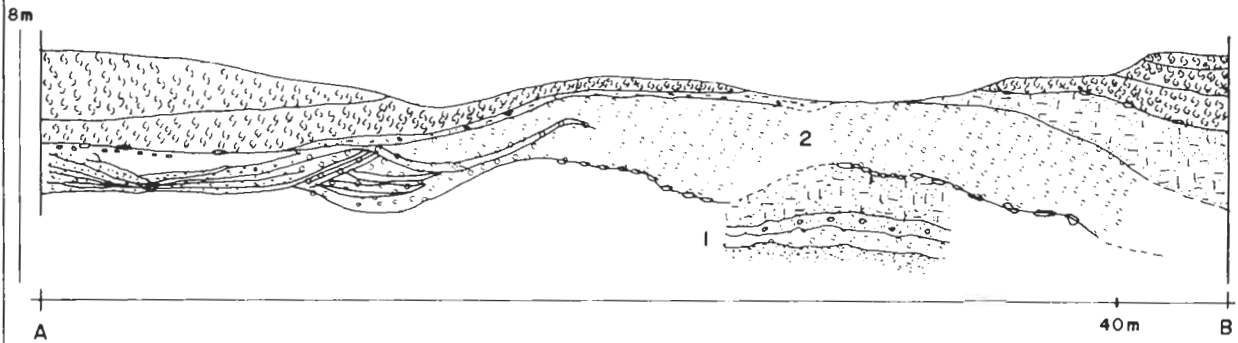
Meis, M.R.M. & Amador, E.S. (1977) - Contribuição ao estudo do neozóico da baixada de Guanabara; Formação Macacu. Rev.Bras.de Geoc. 7:150-174.

Meis, M.R.M. & Monteiro A.M.F. (1979) - Upper Quaternary "Rampa" Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau - Zeitschrift fur Geomor. 23(2):132-51.

Meis, M.R.M. & Moura; J.X. (1986) - Contribuição à estratificação do Quaternário Superior do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul - Bana-nal, SP. - Anais da Academia Brasileira de Ciências, 58,(1):89-102.



Figs. 2a e 2b Secção Rio das Mortes (1)



- 1- Sequência amarela
- 2- Formação Rio das Mortes
- 3- Camadas do Marçal

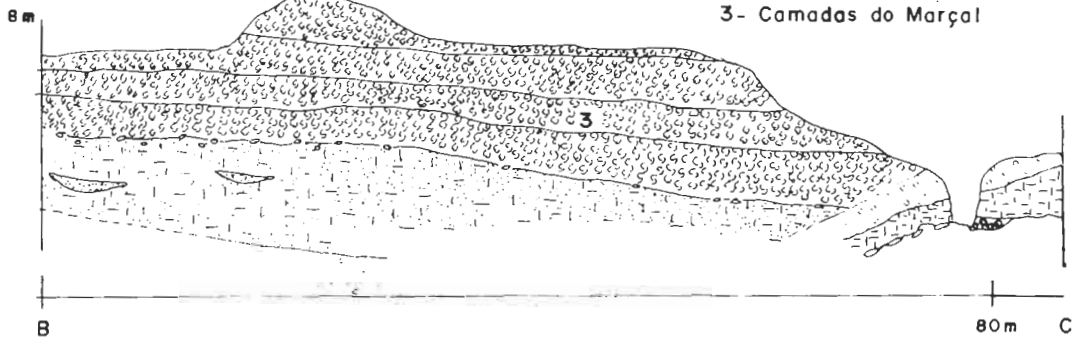
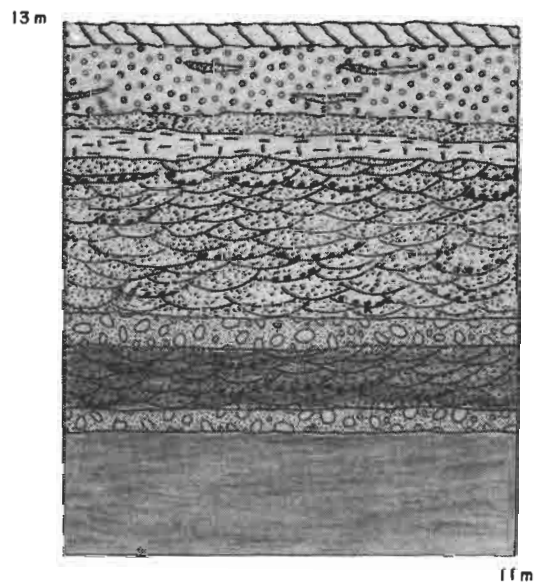


Fig.3 Secção Córrego do Porto (4)



NEOTECTÔNICA NA REGIÃO SUL DE MINAS GERAIS ,
PRIMEIRAS HIPÓTESES *

ALLAOUA SAADI (IGC-UFMG)

CARLOS MAURÍCIO NOCE (IGC-UFMG)

NILZA HELENA QUINTÃO (Bolsista CNPq)

A porção da região sul de Minas Gerais ocupada pela bacia do Alto Rio Grande localiza-se ao sul do Craton do São Francisco, numa zona de cruzamento entre os cinturões móveis Paraíba, com direção NE e Araxá-Canastra, com direção NW. Nesse cruzamento, o desenvolvimento da importante "zona rúptil Cássia-Barbacena", com falhas de direção ENE e WNW (WERNICK e FIORI, 1981), condiciona uma compartimentação lito-estrutural e morfológica de grande expressão. As características lito-estratigráficas e estruturais pré-cambrianas da região foram em grande parte definidas nos trabalhos de EBERT (1957,1984). Os trabalhos posteriores de TROUW et al. (1983), RIBEIRO (1983), VALERIANO (1986) e NOCE (1988), dentre outros, fornecem maiores detalhes sobre a complexidade estrutural da região.

Do ponto de vista geomorfológico, a região a leste do eixo Campo Belo-Luminárias é caracterizada por compartimentos de planaltos resultando de processos de aplainamento. A monotonia do relevo é amenizada pelas serras quartzíticas dos arredores de São João del Rei e de Carrancas-Luminárias e pelos imperceptíveis degraus que definem o escalonamento dos planaltos. Na parte ocidental, os compartimentos de planaltos são mais confinados entre unidades de cristas apalachianas que demonstram a importância do controle estrutural sobre a evolução geomorfológica.

As pesquisas sobre a sedimentação e a evolução morfodinâmica cenozóica da região (RIBEIRO e SAADI, 1989; SAADI et al. 1989) têm levado a suspeitar a ocorrência de reativações tectônicas cenozóicas dos principais lineamentos antigos, o que foi confirmado pelas provas diretas de falhamentos neocenozóicos no leste e no sul do estado de Minas Gerais (SAADI, 1989).

Na fase atual dos trabalhos surgem elementos para elaborar hipóteses preliminares sobre o funcionamento em escala regional da atividade tectônica cenozóica e de sua influência sobre a compartimentação e a evolução morfodinâmica da região.

* - Trabalho realizado com auxílios do CNPq e da PRPq - UFMG

OS FATOS OBSERVADOS

Foram levantadas na região várias ocorrências de depósitos sedimentares neoceno-zóicos, cujas características texturais e estruturais os aproximam dos sedimentos das bacias tafrogências do vale do Rio Paraíba do Sul (MELO et al., 1985). Eles são compostos de conglomerados fluviais na base e de lamitos e areias silto-argilosas, com cores variegadas, na parte superior. Ocorre também fácies fanglomerática, na base da encosta NE da Serra de São José, nos arredores de Prados. A espessura do conjunto varia entre 5 e 30 metros nos afloramentos. As características sedimentológicas demonstram um grau de seleção fraco a médio e a predominância de elementos arenosos angulosos associados a elementos finos do tipo caulinita, gibsitita e goetita. Os modos de ocorrência são de dois tipos: paleocanais entulhados nas bordas dos compartimentos de planaltos intermediários e bacias de acumulação nos compartimentos mais deprimidos, ao exemplo da região compreendida entre Prados, Barroso e São Sebastião da Vitória. A maioria dos perfis exibem superposições de camadas e discordâncias marcadas por estruturas de corte e preenchimento.

A Fig. 1 ilustra a repartição destas ocorrências, em relação espacial estreita com os blocos delimitados pelos principais lineamentos tectônicos precambrianos. Na região de Prados-São João del Rei, a extensão das bacias sedimentares em direção a NW é claramente bloqueada por uma grande falha transcorrente de direção NE. Enquanto isso, os compartimentos de planaltos a norte e a sul destas zonas falhadas forneceram raras ocorrências de sedimentos, sempre localizados nas margens das grandes calhas fluviais. Paralelamente, os mesmos exibem superfícies rochosas onde afloram as raízes dos saprólitos exumados pela erosão.

O segundo tipo de fatos levantados diz respeito à ocorrências de falhamentos que afetam estes depósitos e outras coberturas superficiais mais recentes (SAADI, 1989). Estes falhamentos apresentam movimentos normais inversos e transcorrentes, determinados a partir da análise dos planos estriados que se observam na cobertura sedimentar e no substrato pré-cambriano. A Fig. 1 mostra a localização destas falhas com a indicação do tipo de movimento. De modo geral, as falhas classificadas como normais ou inversas possuem um rejeito fortemente oblíquo. Uma análise estatística preliminar destaca o predomínio das direções NNW e ENE, que são coincidentes com importantes direções estruturais pré-cambrianas na região.

DISCUSSÃO

A bacia do Alto Rio Grande é composta por dois domínios morfogenéti-

cos diferentes. Ao sul, a vertente da Serra da Mantiqueira e os compartimentos de planaltos superiores representam um domínio que sofreu uma profunda erosão, enquanto que, ao norte, as bacias e os compartimentos de planaltos baixos, alojados ao longo das zonas de falhas, funcionaram como áreas de retenção de sedimentos. Estes demonstram terem sido depositados de maneira brusca, por causa de barragens lito-estruturais. O fanolito de Prados e os terraços do Baixo Rio Carandaí (RIBEIRO e SAADI, 1989) trazem a prova da influência tectônica direta sobre o processo de geração. A composição em argilo-minerais confirma que a origem destes sedimentos deve ser buscada nos solos erodidos dos compartimentos de planaltos superiores.

Por outro lado, há provas inequívocas de atividade tectônica posterior à instalação destes sedimentos cuja idade deve ser localizada no Terciário Superior. Esta atividade cenozóica deve representar a continuação da tectônica mesozóica que reativou os lineamentos pré-cambrianos em função de movimentos com forte componente transcorrente. Estes resultados convergem com os fornecidos pelos dados geofísicos (HARALYI et al. 1985) que conferem à região sul de Minas Gerais um alto grau de instabilidade e com a concentração dos epicentros sísmicos (SADOWSKI et al. , 1978; HARALYI et al., 1985).

No caso local pode-se avançar a hipótese da geração de uma série de grabens alojados ao longo das falhas reativadas na "zona rúptil Cássia-Barbacena", e que teriam represado os sedimentos oriundos da erosão dos solos do compartimentos de planaltos meridionais.

REFERÊNCIAS

- EBERT, H. 1957. Beitrag zur des Präkambriums in Minas Gerais, Geologische Rundschau, 45(3): 451-521
- EBERT, H. 1984. Aspectos da geologia da região de São João del Rei. Os Paraíbaes e Araxaides. São Paulo, SBG/Núcleo SP. 103 p. (Publicação 12)
- HARALYI, N. L. E. ; HASUI, Y. ; MIOTO, J. A. ; HAMZA, V. M. ; RODRIGUES, C. R. V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA E À PETROLOGIA, Belo Horizonte, 1985, SBG-MG/CBMM, boletim especial SBG-MG, p. 71-93.
- MELO, M. S. ; RICCOMINI, C. ; HASUI, Y. ; ALMEIDA, F. F. M. e COIMBRA, F. M. , 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. Rev. Bras. Geoc. 15 (3) : 193 - 201 .
- NOCE, C. M. 1988. Evolução estrutural da faixa setentrional do Grupo São João del Rei, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 18 (4) : 398 - 405 .

- RIBEIRO, A. 1983 . Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da falha Itumirim, MG . In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... , Belo Horizonte, SBG. p. 461 - 468 (Boletim 3) .
- RIBEIRO , F. S. ; SAADI, A. 1989. Os terraços do Baixo Vale do Rio Carandaí (Minas Gerais): possível significado. In: SIMP. GEOG. FÍS. APLIC. , 3 , Nova Friburgo - RJ , 1989. Anais ... Rio de Janeiro, IG-URJ . p. 131 - 148 .
- SAADI, A. 1989. Importância da neotectônica na morfogênese do leste e do sul de Minas Gerais. In: CONG. ABEQUA, 2, Rio de Janeiro, 1989 . Anais ... Rio de Janeiro, IG-UFRJ . (no prelo)
- SAADI, A; QUINTÃO, N. H. ; VALADÃO, R. C. 1989. Novos depósitos neocenozóicos no leste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, Setembro 1989.
- SADOWSKI, G. R. ; CSORDAS, S. M. ; KANJI, M. A. 1978, Seismicidade da plataforma brasileira. In: CONGR. BRAS. GEOL. , 30, Recife - PE, 1978. Anais ... ; Recife, SBG, V. 5, p. 2347 - 2361 .
- TROUW, R. A. J. ; RIBEIRO, A. ; PACIULLO, F. V. P. 1983. Geologia estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro, An. Acad. Bras. Ciênc. ; 55(1): 71 - 85 .
- VALERIANO, C. M. 1986. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986 . Anais ... Goiânia, SBG , V. 2, p. 999 - 1018.
- WERNICK, E. ; FIORI, A. P. 1981 . Contribuição à geologia da borda sul do craton do São Francisco. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1979. Anais, SBG, SME - CPM , 1981.

Fig. 1 - RELAÇÃO ESPACIAL ENTRE O QUADRO ESTRUTURAL PRÉ-CAMBRIANO E AS OCORRÊNCIAS DE SEDIMENTOS E FALHAMENTOS NEOCENOZOICOS (Base adaptada da Carta Geológica do Brasil, milionésimo, DNPM - 1918)

LEGENDA

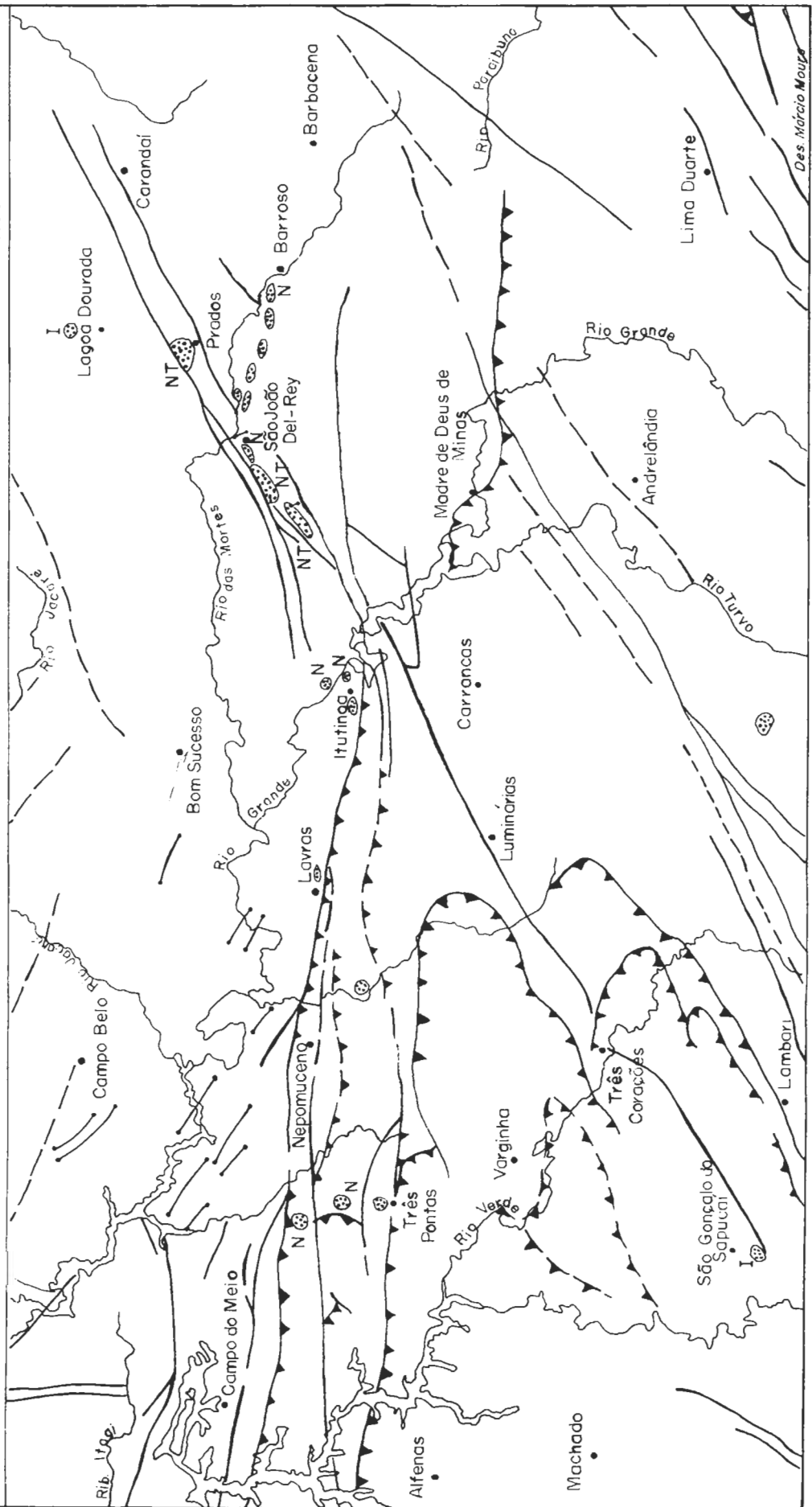
BASE

- - - Falha indeterminada
- ▲-▲- Falha inversa ou de empurrão
- ▲-▲- Intrusões básicas

CENOZOICO

- Ocorrência de sedimentos
- N Falha vertical
- I Falha inversa
- T Falha transcorrente

Escala 1:1.000.000



Des. Márcio Moura

A GEOMORFOLOGIA E A GEOLOGIA DA REGIÃO DO GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO-MG.

KARFUNKEL, J.*; KOHLER, H.C.*; NOCE, C.M.*; MALTA, I.M.**

* IGC/MHN-UFMG; ** Deptº Geografia PUCMG/MHN-UFMG

INTRODUÇÃO

O Grande Abrigo de Santana do Riacho localiza-se no município homônimo, nos sopés da Serra do Cipó, a aproximadamente 110 Km ao nordeste de Belo Horizonte. Trata-se de um sítio arqueológico cerimonial, com sepultamentos e inúmeras pinturas rupestres. Pelos vestígios encontrados nas escavações, os arqueólogos deduziram tratar-se de uma população indígena caçadora-coletora. O objetivo deste trabalho é fornecer subsídios aos estudos arqueológicos, através dos mapeamentos geomorfológico e geológico, para uma melhor compreensão da integração do antigo habitante a essa paisagem.

GEOMORFOLOGIA E COBERTURA QUATERNÁRIA

A região que agrega o "Grande Abrigo" apresenta quatro marcantes e distintos compartimentos fisiográficos, representados na carta geomorfológica (Fig. 1). COMPARTIMENTO I: no topo da Serra, uma planície cárstica, interserrana, alojando a represa alimentada pelos formadores do Córrego do Riachinho e os Córregos da Lapinha e Mata-Capim. COMPARTIMENTO II: a escarpa ruiforme de 540 m de altura, com patamares estruturais recobertos por blocos tombados em berços de cascalhos e areias, por onde desce, em padrão retangular, o curso sinuoso, encaixado e encaiochocado do Córrego do Riachinho. COMPARTIMENTO III: rampa de colúvio, com blocos e areias recobertos por solo orgânico na porção da mata e litossolos na região de campos cerrados. Este compartimento une o sopé abrupto da escarpa com o compartimento IV. COMPARTIMENTO IV: piemontano, constituído pela faixa oriental do Planalto de Lagoa Santa (KOHLER, 1989), de modelado ondulado, encaixando a drenagem proveniente da Serra do Cipó (Rios Parauninha, Cipó e Jabuticatubas).

O GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO: Situado entre os compartimentos II e III, é limitado ao fundo pela escarpa e bordejado por cones estruturais, formando um semi-anfiteatro. O piso e a rampa descendente, já sobre o compartimento III, são constituídos por blocos tombados, entulhados por areias, fragmentos de quartzo e resto de couraça laterítica, provenientes dos cones laterais (Fig. 2). No sopé da rampa, em um bolsão de mais de 4 m de profundidade, os processos pedogenéticos estruturaram um solo de textura arenosa, constituído por 3 volumes principais: o superior orgânico escuro, seguido por um horizonte bruno, tornando-se mais amarelado em profundidade, com esqueleto de quartzo e, finalmente, o horizonte imediatamente acima do isovolume, apresentando textura mais grosseira e pequenos nódulos de hematita. No abrigo encontramos apenas os dois volumes superiores.

GEOLOGIA

Ocorrem 3 unidades litoestratigráficas na área mapeada (Fig. 3 e 4), pertencendo respectivamente ao Super Grupo Espinhaço, Grupo Macaúbas e Grupo Bambuí.

O Super Grupo Espinhaço é composto por quartzitos de grão médio, com intercalações esporádicas de níveis de metapelitos e lentes conglomeráticas, aflorando numa faixa de direção aproximada N-S. Estruturas sedimentares, como marcas de onda e estratificação cruzada de baixo ângulo, são frequentes na base da sequência. Laminações milimétricas de coloração escura são características. Pelo aspec

to litológico e pela continuação para N desta faixa para dentro da área mapeada por DOSSIN (DOSSIN & DARDENNE, 1984), os quartzitos mencionados são comparáveis aos da Formação Córrego dos Borges da região de Diamantina-Paraúna, MG. A espessura da unidade é de difícil estabelecimento devido à repetição estrutural das camadas (150-200 m, com caimento de 20-25° para E).

O Grupo Macaúbas, em contato tectônico com o Super Grupo Espinhaço, é representado apenas pelas duas formações basais, orientadas segundo uma faixa estreita no sentido N-S, comparáveis com a região de Paraúna (KARFUNKEL et al., 1984). A Formação Inferior é composta por quartzitos impuros de granulação média a grossa, por vezes microconglomeráticos, com raras lentes carbonáticas de 3-4 m de espessura, que lembram ocorrências análogas da região de Mendanha e Rodeador, MG. Na parte N da área a espessura é mais expressiva, em torno de 50 m. No topo ocorrem mistitos compostos por uma gama de seixos de composição, tamanho e grau de arredondamento dos mais variáveis. Localmente encontram-se lentes de quartzitos de até 15 m de espessura, contendo seixos isolados. A rocha é comparável ao tilito Macaúbas, tanto pelo aspecto macroscópico bem típico, como pela posição estratigráfica (HETTICH, 1977; KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1977; WALDE, 1978). Desta forma as intercalações quartzíticas podem ser interpretadas como sendo "outwash-sediments" (KARFUNKEL & HOPPE, 1988).

No Grupo Bambuí, sobreposto tectonicamente ao Grupo Macaúbas, ocorrem as Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena. Na primeira, predominam dolomitos de coloração cinza e esbranquiçada; na última, metapelitos decompostos de coloração ocre-amarelada. O limite das duas formações é de difícil marcação no mapa, uma vez que ambas mostram transições, além da falta de afloramentos frescos ("Bambuí indiviso" no mapa).

O contato das 3 unidades se faz através de falhas de empurrão (zonas dúcteis-rúpteis) com ângulo de 30-40°, caindo para E. Nas suas proximidades, nota-se aspecto de arrasto, brechas de falha e perturbações das estruturas, especificamente na área do sítio arqueológico. As laminações da Formação Córrego dos Borges são dobradas e truncadas (Fig. 4).

CONCLUSÕES

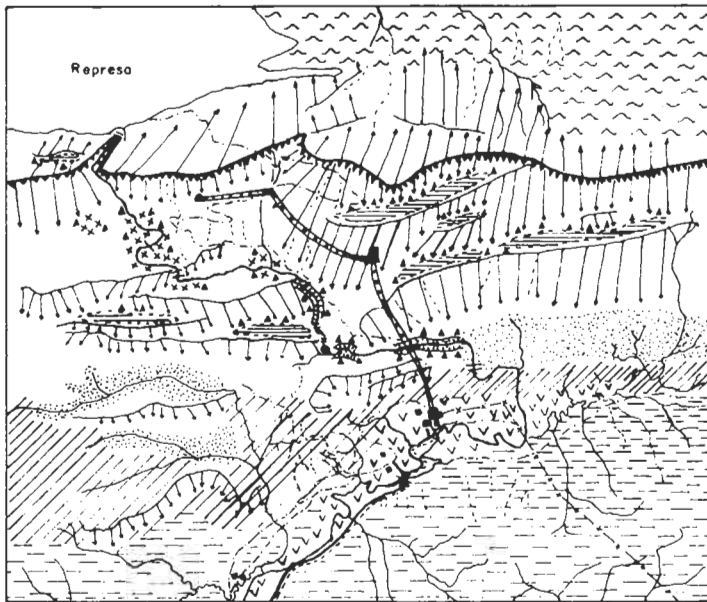
Somente trabalhos integrados de cunho interdisciplinar permitem uma análise global do geossistema da região do Grande Abrigo de Santana do Riacho. O sítio encontra-se no limite litológico/estrutural das unidades Espinhaço e Macaúbas. A geomorfologia da região segue o padrão nítido da estrutura geológica, enquanto as coberturas quaternárias refletem a última mudança paleoclimática. Os blocos tombados estão relacionados aos processos de desintegração física desenvolvidos sob um clima seco e frio entre 22.000 e 13.000 BP (AB' SABER, 1980). O entulhamento dos blocos ocorre em torno de 9.000 BP, em consequência de condições climáticas de extrema umidade (SERVANT et al., 1989). Os processos responsáveis pela estruturação pedogenética refletem o clima hodierno após os 9.000 BP. Os materiais utilizados na confecção de artefatos são provenientes das litologias Espinhaço (quartzito silicificado de cor encarnada e branca), de quartzo (abundante em regiões de falha) e de sílex, oriundo provavelmente de cherts, de formação diagenética da Formação Sete Lagoas. Os demais instrumentos demonstram uma fonte bem mais afastada (hematita e sillimanita). Os seixos de quartzo e quartzito do próprio tilito foram também bastante utilizados, por serem encontrados nas imediações do Grande Abrigo. As pinturas rupestres foram efetuadas sobre os quartzitos da Formação Córrego dos Borges do Super Grupo Espinhaço. A matéria-prima dos corantes tem origem nas couraças lateríticas de textura argilosa encontradas no compartimento I e nas rampas que bordejam o abrigo.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. - 1980 - Razões da retomada parcial de semi-aridez holocênica por ocasião do "último climaticum". São João do Rio Preto, Inst. de Biociências, Letras e Ciências Exatas, 6 p. (Inter-Facies; Escritos e Documentos, 8).
- DOSSIN, I.A. & DARDENNE, M.A. - 1984 - Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais (área de Inhame). Anais do XXXIII Congr. Bras. de Geol., 7:3104-3117. Rio de Janeiro.
- HETTICH, M. - 1977 - A glaciação Proterozóica no centro norte de Minas Gerais. Rev. Bras. de Geociênc., 7:87-101.
- KARFUNKEL, J. & KARFUNKEL, B. - 1977 - Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço - zone mit besonderer Beruecksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jahrb., 24:3-91. Hannover.
- KARFUNKEL, J.; HORTA MOREIRA, P.C.; RIBEIRO, M.C. & COSTA FRANCO, A. L. - 1984 - Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo Palcogeográfico e Geotectônico. Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., 7:3091-3103. Rio de Janeiro.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: Synthesis and Model. Palaeogeogr., Paleoclim., Palaeoecol., 65:1-21. Amsterdam.
- KOHLER, H.C. - 1989 - Geomorfologia Cárstica na Região de Lagoa Santa - MG. São Paulo, tese de doutoramento, pp 113 (inédito).
- SERVANT, Michel et al. - 1989 - Alluvial fans in Southeastern Brazil as an evidence for Early Holocenic Dry Climate Period. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GLOBAL CHANGES IN SOUTH AMERICA DURING THE QUATERNARY - PAST - PRESENT - FUTURE, São Paulo. São Paulo, INQUA/ABEQUA, p. 75-82. (Special Publication, 1).
- WALDE, D.H.G. - 1978 - Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano entre a Serra Mineira e a Serra do Cabral (região sudeste da Serra do Espinhaço, Minas Gerais). Anais do XXX Congr. Bras. de Geol., 2:711-725.

FIG. 1

MAPA GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DO GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO



KOHLER E MALTA - 1989

HIDROGRAFIA

- Córrego de Riachinho
- Drenagem permanente
- Drenagem temporária
- Represa
- Queda d'água
- Corredeira

OCUPAÇÃO HUMANA

- Casa
- Casa de força da UCAT 3
- Tubulão
- Suspiro
- Túnel
- Barragem
- Linha de AT
- Ponte
- Estrada
- Triina

FORMAS ESTRUTURAIS

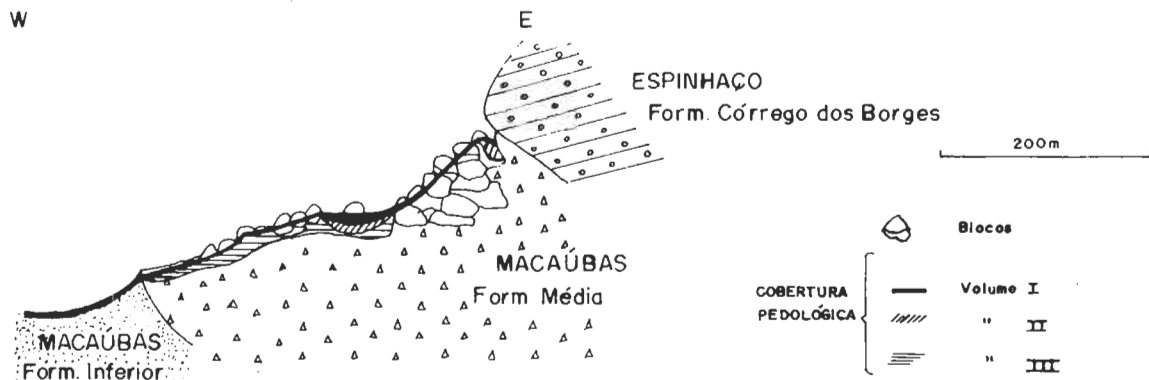
- Crista principal
- Crista secundária
- Escarpa
- Desfiladeiros, gargantas
- Patamares estruturais

FORMAÇÕES SUPERFICIAIS QUATERNÁRIAS

- Solos lateríticos espessos com couroça ferruginosa sobre calcários recobertos por cerrados (1º Compartimento).
- Litossolos arenosos, com seixos de quartzo angulosos, sobre quartzitos recobertos por campos rupestres (2º Compartimento).
- Calúvio arenosa, coadunado por matacões e recobertos por gramíneas rupestres (2º Compartimento).
- Solos espessos areno-argilosos com seixos de quartzo angulosos sobre filitos recobertos por vegetação de cerrado (2º Compartimento).
- Solos argilo-arenosos com seixos de quartzo angulosos sobre filitos recobertos por vegetação de cerrado (3º Compartimento).
- Aluviões arenosos com matacões ao longo do vale do Riachinho na porção da escarpa (2º Compartimento).
- Aluviões argilo-arenosos na planície de inundação do Riachinho, porção do baixo curso (3º Compartimento).
- Matacões

FIG. 2

PERFIL ESQUEMÁTICO DA COBERTURA PEDOLÓGICA DO SEMI-ANFITEATRO ONDE SE LOCALIZA O GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO

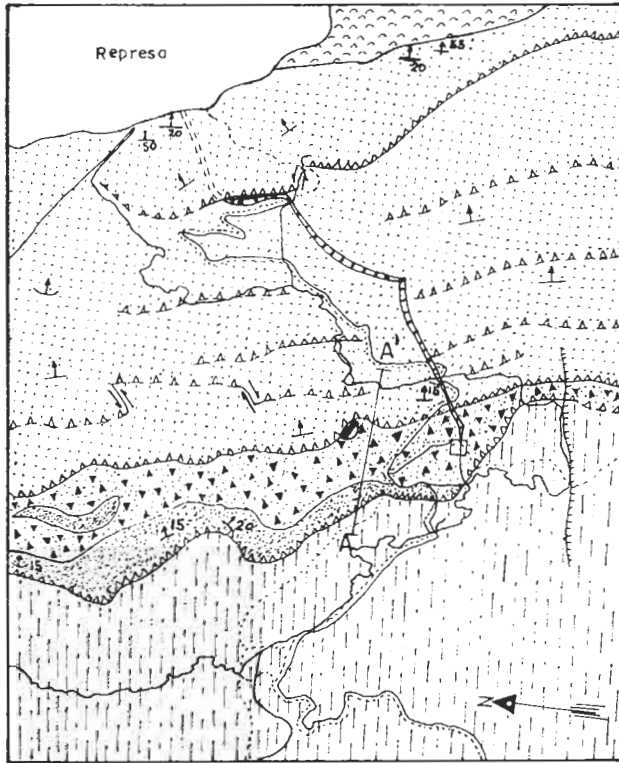


- Blocos
- COBERTURA PEDOLÓGICA Volume I
- " II
- " III

Des. Márcia Moura

FIG. 3

MAPA GEOLÓGICO DO GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO E ADJACÊNCIAS



LEGENDA

- ABRIGO
- SEDE CIBH
- ESTRADA PRINCIPAL
- TRILHA
- TUBULÃO
- LIMITE LITOLÓGICO
- ACAMAMENTO 20
- XISTOSIDADE 50
- FALHA NORMAL
- FALHA DE EMPURRAO
- COBERTURA RECENTE

Korfunkel e Noce-1987

500m

- | | | | | | | | | |
|-----------------------|------|-----------|----------------|--|--------------------------------------|-------------------|--|------------|
| PROTEROZOÍCO SUPERIOR | S.G. | FRANCISCO | INDIVISO | | CALCÁRIOS, DOLOMITOS, METASSILTITOS. | | | |
| | | GR. | | | | MACAÚBAS BAMBUI | | |
| | | MACAÚBAS | | | | | | |
| PROTEROZOÍCO MÉDIO | S.G. | ESPINHACO | FORMAÇÃO MÉDIA | | TILITOS E SEDIMENTOS ASSOCIADOS | | | |
| | | MACAÚBAS | | | | FORMAÇÃO INFERIOR | | QUARTZITOS |
| | | | | | | | | |

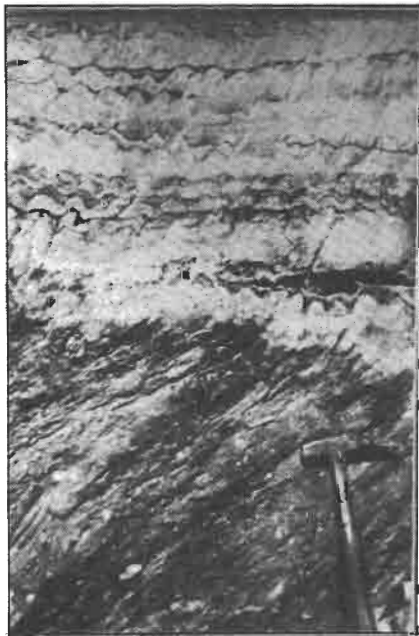
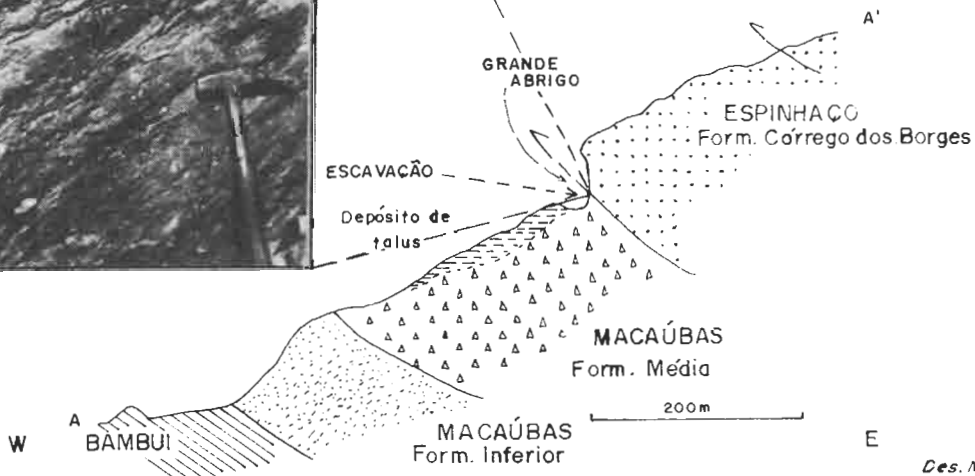


FIG. 4

PERFIL ESQUEMÁTICO TRANSVERSAL AO GRANDE ABRIGO DE SANTANA DO RIACHO (escala vertical exagerada)



Des. Márcio Moura

SUGESTÕES DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA APLICADA AO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Edézio Teixeira de Carvalho - Instituto de Geociências - UFMG
Consuelo Franco Marra - Estudante de Geologia - IGC/UFMG
Leonardo Arruda Silveira - Estudante de Geologia - IGC/UFMG

1 - Introdução

As reuniões das associações científicas costumam ser muito rigorosas na avaliação dos trabalhos para figurarem nos seus anais. Requer-se frequentemente que sejam definitivos em suas conclusões.

Vivemos, entretanto, uma época de abertura que deve animar-nos a oferecer temas especulativos ao debate, especialmente quando não tenhamos condições de desenvolvê-los.

O Quadrilátero Ferrífero é uma região pródiga de situações sugestivas ao engenho e à criatividade no trato dos problemas de fundo geológico e as idéias lançadas num encontro mais amplo do que o vivenciado nos corredores do nosso cotidiano institucional podem encontrar campo fértil alhures, onde eventualmente não faltem condições de desenvolvimento e implementação.

É por pensar desta forma que oferecemos as sugestões integrantes desta comunicação.

2 - Drenagem de Minas a Céu Aberto a Partir de Galerias

A drenagem das minas a céu aberto é uma imposição das condições operacionais e da exigência de segurança dos taludes permanentes ou provisórios, estes, por razões econômicas, frequentemente projetados com fatores de segurança muito baixos.

Nos taludes provisórios os sistemas de drenagem profunda requerem constantes remanejamentos e interferem com as operações.

A situação estrutural e geomorfológica de inúmeras minas do Quadrilátero, e particularmente das instaladas na fachada sul da serra do Curral e de seus prolongamentos, sugere a possibilidade técnica de basear o sistema de drenagem em galerias sub-horizontais. O sistema contaria com galerias de acesso com entrada pelo flanco norte da serra, a pelo menos 300 m abaixo da crista, e, na lapa do corpo de minério, com galerias longitudinais a ele, a partir das quais seriam executados furos coletores ascendentes.

Tecnicamente o sistema parece viável. Do ponto de vista econômico, poderia representar um investimento inicial maior, para a abertura das galerias de acesso e das galerias coletoras, mas a importante economia de energia, por dispensar o bombeamento, e de outros recursos, pode ser compensadora.

O sistema, naturalmente, requer estudo integrado, compreendendo os seguintes objetivos: localização de situação geológico-geomorfológica favorável para as galerias de acesso, estudos de sub-superfície, para posicionamento adequado nas galerias coletoras; estudos das discontinuidades para a escolha das orientações mais favoráveis para os furos coletores.

Há disponibilidade local de mão de obra especializada em escavações subterrâneas e, nestas condições, a galeria pode ser competitiva com o poço tubular. A orientação dos contatos geológicos é, em princípio, favorável à eficiência da drenagem, e diáclases podem dispor-se em famílias orientadas favoravelmente. Além disto, é

importante lembrar que os furos coletores poderão ser dispostos em leque, interceptando o máximo de descontinuidades e economizando locações.

Argumento técnico que deve merecer a atenção de consultores e mineradoras reside no fato de que o esquema, uma vez implantado, gera condições de percolação com linhas de fluxo orientadas para o interior do maciço, dotadas, portanto, de efeito estabilizador.

Na figura 1, mostra-se esquematicamente o exposto.

3 - Potencial Hidrogeológico de Leques Aluviais

Na encosta norte da serra, a sudoeste de Igarapé, estão presentes expressivos leques aluviais arenosos, abaixo da sub-serra formada no quartzito Taboões. Esta circunstância indica que os leques são assentados sobre uma superfície pretérita modelada no afloramento das formações Barreiro e Sabará, em princípio impermeáveis. É, portanto, possível que, antes do rompimento da sub-serra, vales orientados para o norte tenham sido escavados nessas formações e estarão atualmente soterrados, constituindo, assim, caminhos de percolação para a água infiltrada nos leques. A provável existência de gargantas suficientemente estreitas nesses páleo-vales pode favorecer a instalação de eficientes septos impermeáveis (paredes moldadas), que permitiriam manter elevado o lençol, com apreciável benefício para as atividades agropecuárias.

A observação de aerofotos ou de outros tipos de imagens, complementada com a execução de perfis de resistividade aparente, são os métodos de investigação preliminar mais indicados para a localização das feições favoráveis.

A figura 2 ilustra o exposto.

4 - Fachada Norte da Serra do Curral - Um Conflito de Uso em Perspectiva

A fachada norte da serra do Curral, a montante dos limites da área urbanizada, encerra importantes depósitos de material granular de excelente qualidade para os pavimentos rodoviários.

Esse material, geralmente disposto em acumulações extensas e delgadas, vem sendo lavrado em numerosos pontos.

Essa lavra indiscriminada gera graves problemas ambientais, a saber: remoção de cobertura vegetal natural de campos de altitude, com expressivos adensamentos locais; exposição ao escoamento torrencial do saprólito, sempre muito erodível. As consequências imediatas compreendem o desequilíbrio do ciclo hidrológico pela perda de evapo-transpiração e da capacidade de armazenamento da formação superficial; poluição visual e do ar (poeira); erosão local e assoreamento a jusante.

A proposta de estender a área de preservação atual, limitada ao Parque das Mangabeiras, para incluir toda a área ainda não ocupada desde a mata da Baleia até o Barreiro justifica-se não só para a preservação do verde, mas também para evitar os demais danos ambientais acima indicados.

Entretanto, a carência de materiais de construção, no caso, aplicáveis aos pavimentos rodoviários, poderá impor a utilização desses depósitos, e uma solução de compromisso terá de ser encontrada.

Os controles à lavra, atendendo a essa solução de compromisso, devem compreender, entre outros: 1) limitar a lavra aos corpos mais espessos; 2) garantir a manutenção de uma espessura residual mínima para proteção contra a erosão; 3) garantir a recomposição imediata das áreas mineradas, eventualmente com a introdução de espécies mais

eficientes do ponto de vista de evapo-transpiração, para compensar em parte a perda da capacidade de armazenamento.

5 - O Problema do "Bota-Fora" Urbano

Belo Horizonte, especialmente na margem direita do Arrudas, tem convivido com um problema aparentemente trivial: o dos escombros de construções e "bota-fora" de escavações, que se vem dispondo, indiscriminadamente, ao longo de avenidas e ruas (lembramos a av. Barão Homem de Melo, a Via Expressa, a estrada Velha de Nova Lima).

O problema da disposição de "bota-fora" e escombros é essencialmente o do custo de transporte, o que estimula a ação clandestina.

No planejamento municipal devem prever-se áreas estrategicamente situadas para atender a essa necessidade, e Belo Horizonte poderia examinar algumas possibilidades oferecidas pelas condições do relevo. Essas condições persistem em alguns anfiteatros situados na margem direita do Arrudas em cabeceiras de córregos, áreas ainda não comprometidas por uso definitivo.

Para tais áreas poderia ser destinado um uso provisório para "bota-fora". Cada área seria objeto de estudos específicos, conduzindo a soluções adequadas de drenagem de fundo, sobre a qual, ordenadamente, seriam lançados os materiais (obviamente excluído o lixo). Poderiam assim resultar superfícies planas, escalonadas em degraus, que receberiam o acabamento necessário à sua consolidação, compreendendo a canalização das águas superficiais, arrimos frontais para a formação dos degraus, e a implantação dos equipamentos definitivos. Estes podem incluir pequenos parques ou jardins, pracinhas, quadras, campos de futebol, etc..

Esses equipamentos, com a vigilância das comunidades locais, seriam então postos definitivamente ao abrigo de novos lançamentos.

Um benefício adicional importantíssimo resultaria da criação de condições favoráveis à infiltração, contribuindo para o controle de cheias e manutenção da vazão de base dos cursos d'água. A figura 3 ilustra o exposto.

A título de exemplo, podemos citar como áreas favoráveis o anfiteatro existente no vale abaixo do prédio do Tribunal de Contas, a área a montante da barragem do Acaba Mundo e feições similares existentes a jusante do bairro Castanheiras e a montante do bairro Vera Cruz.

6 - Conclusão

Existe uma gama variadíssima de problemas de planejamento cujo equacionamento pode beneficiar-se amplamente da introdução da informação geológica como suporte de decisões de ordenamento ou de soluções locais.

Esta comunicação foi baseada nas observações realizadas no âmbito de projeto de pesquisa financiado pelo CNPq e Instituto de Geociências da UFMG, entidades a que creditamos o nosso agradecimento.

7 - Bibliografia

CARVALHO, E.T. - 1989. Interpretação geotécnica de dados geológicos e geomorfológicos na porção norte-noroeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. Belo Horizonte. CNPq/IGC-UFMG. 65p. (Relatório de pesquisa - inédito).

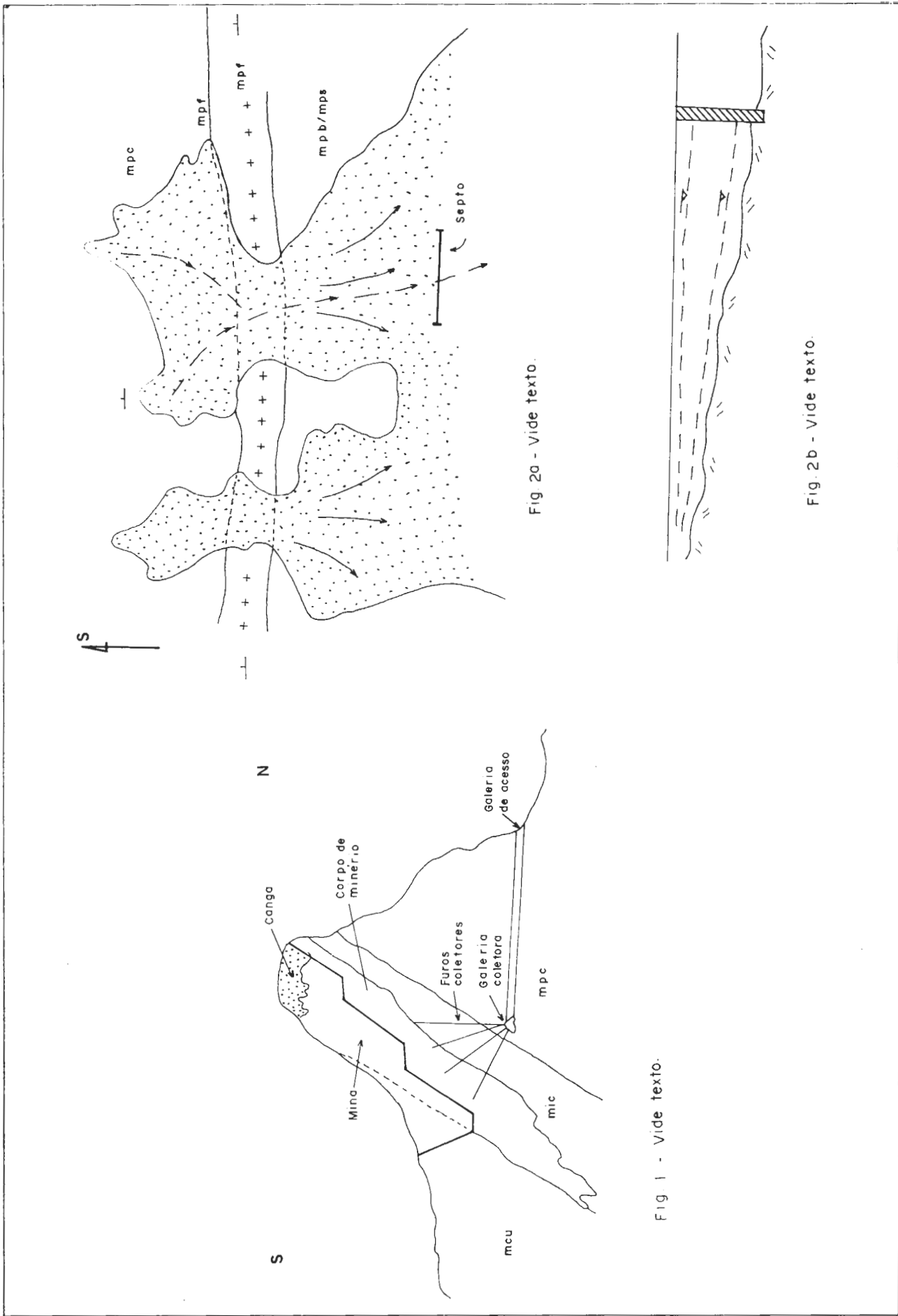


Fig. 20 - Vide texto.

Fig. 1 - Vide texto.

Fig. 2b - Vide texto.

N
4

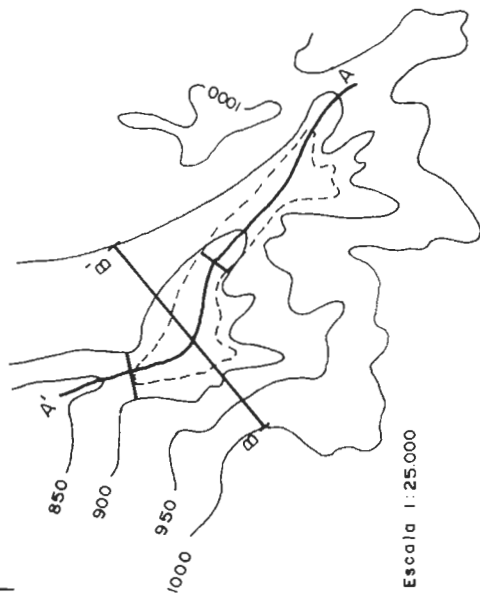


Fig. 3a - ANFITEATRO, COM INDICAÇÃO EM PLANTA DO POSSÍVEL CONTOURO DO "BOTA-FORA" ESTABILIZADO.

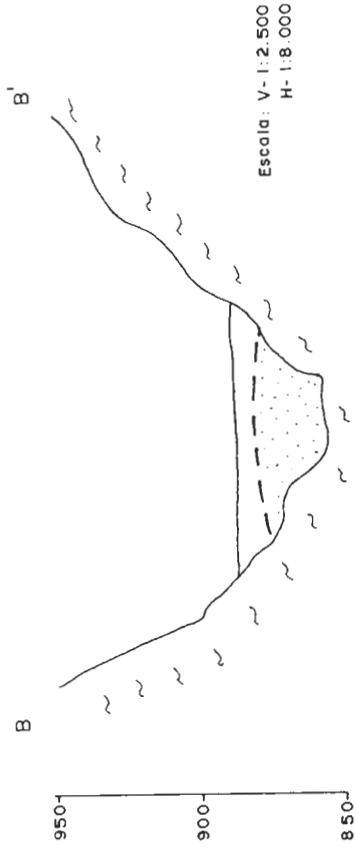


Fig. 3b - SEÇÃO TRANSVERSAL DO "BOTA-FORA" A POSIÇÃO DA SUPERFÍCIE DE SATURAÇÃO INDICA TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA DO BOTA-FORA PARA O MACIÇO.

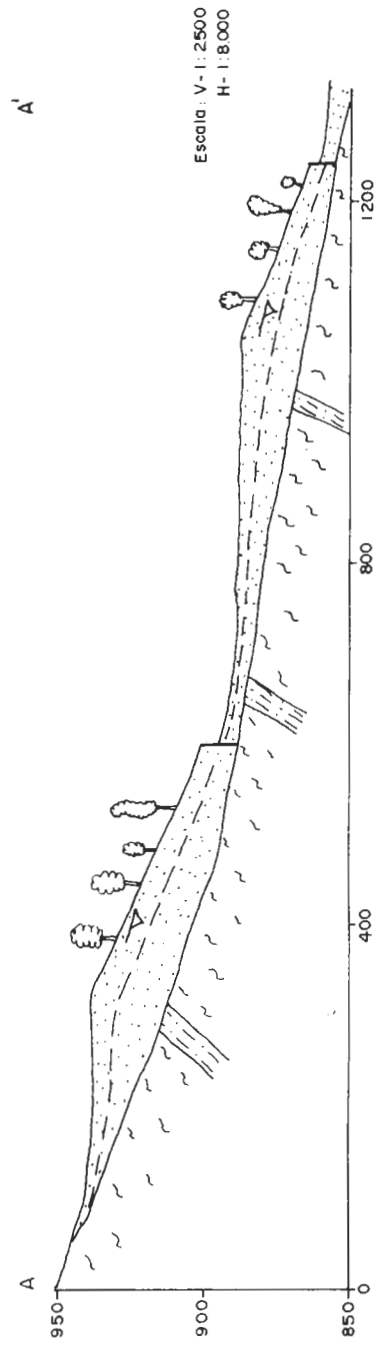


Fig. 3c - SEÇÃO LONGITUDINAL DO ANFITEATRO COM "BOTA-FORA" CONSOLIDADO, ARBORIZADO, PRONTO PARA RECEBER EQUI. PAMENTOS INSTITUCIONAIS.

OBJETIVOS GERAIS E ROTEIRO DOS ESTUDOS GEOLÓGICOS PARA PLANOS DIRETORES MUNICIPAIS

Edézio Teixeira de Carvalho - Instituto de Geociências - UFMG

1 - Introdução

A Constituição da República Federativa do Brasil estabelece, no seu Artigo 182, parágrafo primeiro, a obrigatoriedade da elaboração do Plano Diretor para cidades com população superior a 20.000 habitantes, como "instrumento básico da política de desenvolvimento e expansão urbana".

A Lei 6.766/79 (conhecida por Lei Lehman) dispõe em seu Artigo terceiro, parágrafo único, que "não será permitido o parcelamento do solo: ... IV - em terrenos onde as condições geológicas não aconselham a edificação; ...".

A leitura menos avisada destes e de outros textos legais pode sugerir a conclusão equivocada de que a matéria-objeto desta comunicação não tem espaço mais importante a ocupar nas questões de planejamento e desenvolvimento urbano. A realidade é, entretanto, bem diversa e é isto que nesta comunicação se pretende demonstrar.

O Plano Diretor é um documento elaborado a partir de documentos básicos que refletem, numa visão dinâmica, o quadro das realidades físicas, sócio-culturais e econômicas do município, e que se propõe constituir-se em elemento ordenador do desenvolvimento urbano, submetendo-o a estímulos ou a condicionamentos, através de diretrizes gerais e setoriais.

Apresentam-se indicações relativas à informação geológica pertinente e um escopo geral dos estudos geológicos aplicáveis.

2 - Os Objetivos da Informação Geológica

A situação geológica deve ser considerada sob dois aspectos distintos: o primeiro relacionado à disponibilidade de recursos de origem mineral para o uso "in natura" e para a indústria de transformação e o segundo, relacionado às condições de implantação dos assentamentos urbanos e equipamentos associados; às questões ambientais e ao risco de acidentes geológicos.

Em regra não compete à esfera do planejamento municipal a pesquisa básica associada aos recursos minerais para a indústria de transformação, naturalmente vinculada a planos regionais ou nacionais. A exceção seria o caso das cidades planejadas no âmbito de planos pioneiros de ocupação do território.

Não obstante, o plano municipal deverá ser instruído com base no conhecimento desses recursos, para que se possa entrar em conta com os impactos econômicos, sociais, físicos e ambientais inerentes ao seu aproveitamento.

Os recursos hídricos, especialmente em água subterrânea, diretamente ligados à situação geológica, deverão merecer atenção e tratamento eficaz no estabelecimento de condições de adequado aproveitamento e de proteção.

Competirá também aos profissionais da geologia oferecer a contribuição do seu conhecimento ao equacionamento dos problemas ligados aos materiais de construção. O que temos visto é que pedreiras, areais, manchas de empréstimo, não têm sido objeto de estudos geo-

lógicos prévios, talvez em decorrência do fato de estarem frequentemente visíveis, dispensando esforço maior para a sua localização. É, entretanto, do domínio da ciência geológica a sua avaliação mais completa do ponto de vista físico (condições de jazimento, volumes, qualidade) e dos impactos locais associados ao seu aproveitamento.

O outro campo de estudos geológicos aplicáveis ao planejamento municipal é o que se relaciona às condições do terreno para a construção. Visa ao esclarecimento das condições geológicas relacionadas com os problemas de fundação, de estabilidade de taludes, de construção subterrânea. Tem também como objetivo a previsão e prevenção dos riscos de acidentes geológicos, naturais ou induzidos; os problemas de erosão, assoreamento e outros problemas ambientais; a avaliação de áreas para rejeitos urbanos; a informação geológica para o estabelecimento de parques e áreas de preservação em geral.

3 - Roteiro Geral dos Estudos Geológicos

Estabelecida no item anterior a amplitude das questões pertinentes aos estudos geológicos, apresenta-se no quadro anexo um roteiro geral aplicável a trabalhos desta índole, com as atividades essenciais sumarizadas.

Naturalmente, o quadro que se expõe, em traços muito gerais, comportará distintos níveis de aplicabilidade às condições específicas de cada município. Isto implica a necessidade de selecionar objetivos de forma criteriosa, com vistas a evitar dispêndios desnecessários em estudos irrelevantes ou de interesse duvidoso.

Assinala-se também que, em regra, não é a cartografia geológica básica veículo essencial à transferência da informação a respeito dos recursos minerais para a indústria de transformação ao sistema de decisão do planejamento municipal. Todavia, tal documento, em escala ajustada a cada situação, é instrumento essencial às análises pertinentes às demais questões.

Recomenda-se, e isto visando a colocar a informação geológica ao alcance dos municípios mais pobres, que esta informação deve ser elaborada no grau de profundidade ou complexidade requerido, não sendo justificável, salvo casos de espécie, dispender esforços (e dinheiro) no esclarecimento de questões sutis, sem repercussão concretamente previsível, o que caracterizaria um preciosismo perdulário e infecundo.

4 - Conclusão

A forma de inserção da informação geológica no Plano Diretor será função de sua natureza específica. Poderá ser ela incorporada a decisões consolidadas em lei ou ser incluída em banco de dados organizado de forma que possa ser repassada ao particular no momento oportuno. Neste aspecto, nunca é demais ressaltar que a informação geológica mais geral tem seu momento ideal de utilização na definição das linhas maiores do projeto urbanístico e, à medida que se restringem as áreas, e ela se torna mais específica, o momento ideal vai gradualmente passando para as etapas ulteriores de desenvolvimento urbano, como as do parcelamento e, finalmente, a da construção.

Parte das considerações aqui expostas baseia-se nos trabalhos ligados a Projeto de Pesquisa desenvolvido na região de Belo Horizonte, financiado pelo CNPq, com apoio complementar do Instituto de Geociências da UFMG, entidades a que creditamos o nosso agradecimento.

5 - Bibliografia

CARVALHO, E.T. - 1989. Interpretação Geotécnica de Dados Geológicos Geomorfológicos na Porção Norte-Noroeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. Belo Horizonte. CNPq/IGC-UFMG. 65p. (Relatório de Pesquisa - inédito).

QUADRO - RESUMO DAS ATIVIDADES GEOLÓGICAS

OBJETO	ATIVIDADE
<p>RECURSOS MINERAIS PARA A INDÚSTRIA DE TRANSFORMAÇÃO</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1) Análise sistemática dos dados geológicos e das condições de jazimento; 2) Coleta sistemática de dados de reserva e produção atual e projetada; 3) Análise dos impactos estruturais e ambientais da lavra, beneficiamento e transporte; 4) Análise dos impactos sociais e econômicos atuais e potenciais.
<p>RECURSOS MINERAIS PARA A CONSTRUÇÃO CIVIL OU USO "IN NATURA"</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1) Cartografia geológica básica (Esc. 1:25.000 a 1:5.000); 2) Coleta sistemática de dados relativos a reservas e produção atual e projetada, dos recursos em lavra; 3) Localização e avaliação de novos jazimentos, especialmente se localmente escassos, e de recursos hídricos; 4) Análise dos impactos físicos e ambientais da lavra, beneficiamento e transporte; 5) Análise comparativa dos possíveis conflitos de uso.
<p>ASPECTOS GEOLÓGICO- GEOTÉCNICOS DAS CONDIÇÕES DE CONSTRUÇÃO</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1) Como no campo acima; 2) Interpretação geotécnica dos dados geológicos disponíveis com previsão de comportamento em face da natureza e porte das construções previstas; 3) Investigação complementar (Esc. 1:5.000 a 1:500); 4) Quando indicado, elaboração de cartas geotécnicas adequadas às exigências locais.
<p>PROBLEMAS AMBIENTAIS</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1) Como no campo acima; 2) Avaliação de riscos geológicos e delimitação de áreas vedadas à construção; 3) Identificação e delimitação de áreas de recarga de aquíferos e indicação de restrições à atividade mineral e ao lançamento de efluentes e rejeitos; 4) Informações geológicas pertinentes para áreas de preservação especial; 5) Informação geológica pertinente à prevenção e controle de erosão, assoreamento e inundações.

QUESTÕES GEOLÓGICAS PERTINENTES AO PLANO DIRETOR DE BELO HORIZONTE

Edézio Teixeira de Carvalho - Instituto de Geociências - UFMG
Leonardo Arruda Silveira - Estudante de Geologia - IGC/UFMG
Consuelo Franco Marra - Estudante de Geologia - IGC/UFMG

1 - Introdução

A exigência constitucional do Plano Diretor para os municípios com população superior a 20.000 habitantes desloca a questão geológica da periferia do planejamento urbano para o seu centro.

Com efeito, não obstante ter sido possível às cidades brasileiras crescer ou inchar ao improviso, conforme é notoriamente sabido de todos, não será possível ao Planejador estabelecer diretrizes sobre o desconhecido.

Temos a expectativa de que, pelo menos nas cidades de maior porte, e muito especialmente em Belo Horizonte, os parâmetros físicos em que se basearão as linhas básicas do Plano Diretor não se limitarão exclusivamente aos aspectos fisiográficos. Terão de necessariamente incluir a informação, na profundidade adequada, a respeito dos recursos minerais para a indústria de transformação, dos recursos hídricos, dos recursos em materiais de construção e, não menos importante, das aptidões e vulnerabilidades do terreno em face das distintas solicitações a que são submetidos no processo de desenvolvimento urbano.

Em outra comunicação a este Simpósio, apresentamos os objetivos gerais e roteiro básico dos estudos geológicos pertinentes. Nesta, à guisa de exemplo, pretende-se avançar um pouco na indicação de objetivos específicos dos estudos geológicos, aplicáveis à situação de Belo Horizonte e de outros municípios da Região Metropolitana.

Seguiremos na exposição o roteiro geral apresentado naquela comunicação.

2 - Os Recursos Minerais para a Indústria de Transformação

São amplamente conhecidos os recursos em minério de ferro, ouro, calcário e outros menos importante. A pesquisa básica a ele associada não é questão ligada ao planejamento municipal. Não obstante, à vista dos impactos de natureza econômica, social e ambiental, decorrentes da sua exploração, beneficiamento, transporte, transformação e comercialização, serão eles necessariamente objeto de considerações do planejamento municipal. Para o planejador são fundamentais as informações relativas a condições de jazimento, reservas, níveis de produção, perspectivas de esgotamento, estruturação dos modos de aproveitamento, aspectos econômicos e os ligados aos impactos físico-ambientais associados à atividade.

A apropriação e a inserção de forma adequada da informação pertinente no sistema de elaboração do Plano Diretor requer uma perfeita sintonia entre os responsáveis pela informação básica, compreendendo geólogos, engenheiros de minas, especialistas em economia mineral e legislação associada (tributária, ambiental, etc.) e os responsáveis pelo planejamento municipal.

Belo Horizonte, sendo para nós uma referência muito mais ampla que a unidade política municipal correspondente, requer cuidados entendidos a toda a área geográfica subordinada, o que, por si, justifi-

ficaria para a matéria uma unidade autônoma do Plano Diretor, abrangendo, pelo menos, a Região Metropolitana legal.

3 - Os Materiais de Construção

A importância econômica desses materiais é muito grande. Por esta razão, constituem o principal problema de natureza geológica da capital, e que tende a agravar-se no futuro à medida que suas fontes fiquem mais distantes, ou comprometidas por contaminações ou por outros problemas.

Do ponto de vista das condições ambientais e da própria organização do espaço, os materiais de construção requerem um esforço muito grande de pesquisa e de ordenação do aproveitamento, tendo em vista o equacionamento e a solução dos inúmeros problemas a eles associados. Devem, pois, ser objeto de um Plano Diretor de Mineração para a Região Metropolitana, contemplando os seguintes aspectos: avaliação física e econômica e estabelecimento de critérios racionais de uso, visando à prevenção e controle de danos ambientais durante a lavra, à recomposição das áreas mineradas e à compatibilização com usos concorrentes.

Um tal Plano Diretor setorial é instrumento essencial a uma política coerente de aproveitamento desses recursos, harmonizada com outras exigências do desenvolvimento municipal, visando a mitigar os danos ambientais e a dar solução adequada e oportuna aos conflitos de uso. Neste aspecto é importante assinalar a complexidade do problema, decorrente das seguintes circunstâncias: natureza variada dos materiais de construção e das suas condições de jazimento; elevada participação do item transporte no custo final. Delas decorre a tendência, numa economia não planejada, à diversificação dos locais de lavra na periferia e muitas vezes dentro do perímetro urbano: cada um desses pontos será um foco de poluição durante a fase de lavra, e costuma transformar-se em área-problema após a desativação.

4 - Os Recursos Hídricos

Anteriormente ao advento das grandes captações superficiais, parte substancial do suprimento de Belo Horizonte provinha dos poços "artesianos". Esses sistemas foram postos quase inteiramente de lado.

As formações superficiais, hoje fortemente comprometidas no suprimento de certos materiais de construção, têm papel hidrogeológico importantíssimo no controle do ciclo hidrológico e na recarga de possíveis aquíferos do substrato.

Impõe-se avaliar criteriosamente esse potencial, tendo em vista o seu uso em caráter complementar ao sistema de superfície, que está chegando ao limite das suas possibilidades, com um cenário sombrio para o século 21. A matéria requer um esforço concentrado de pesquisa e planejamento.

5 - Condições Geológicas em Face das Solicitações dos Assentamentos Urbanos

A questão geológica, deste ponto de vista, apresenta interesse muito particular para Belo Horizonte e cidades vizinhas. A influência mais notável da situação geológica está presente nos traços maiores da paisagem, onde a fisiografia atual reflete o resultado da interação dos agentes da morfogênese com a geologia. A serra a sul da cidade e a depressão periférica de Belo Horizonte, que se estende para sudoeste na direção de Serra Azul, são elementos fisiográficos que exercem influência poderosa na escolha do sítio da capital e no crescimento espontâneo posterior. Será talvez ocioso discorrer mais a fundo sobre esta influência mas não deixa de ser

oportuno assinalar que ela continuará a exercer-se efetivamente no desenvolvimento futuro. Dir-se-á que a avaliação desta influência deverá ser feita na escala 1:25.000, em que temos a base cartográfica adequada, tanto em termos da fisiografia quanto da geologia básica, e que é uma escala funcional para a análise dos fatores influentes do desenvolvimento urbano, que ultrapassam o território municipal.

Já no âmbito do sítio urbano, onde interessam questões incidentes ao nível das áreas urbanizadas como um todo e dos seus compartimentos homogêneos menores, é necessário trabalhar com escalas de 1:10.000 e maiores, onde será possível dar realce a elementos de pormenor.

A discriminação de nível mais alto a ser feita será a separação entre as áreas de ocorrência das rochas do Embasamento e a das metassedimentares. Daí em diante as divisões posteriores, serão baseadas em critérios de homogeneidade litológica dos terrenos superficiais e de suas condições particulares de estado e do enquadramento geomorfológico. Será possível, assim, classificar as distintas áreas por características mais ou menos homogêneas de comportamento real ou previsível em face dos problemas de fundações, estabilidade de taludes, construção subterrânea e outros. O documento hábil para a apresentação da influência dos aspectos geológicos envolvidos é a carta geotécnica, que poderá assumir caráter diferenciado em função das condições geológicas locais e das modalidades de uso implantadas ou em perspectiva de implantar-se.

6 - Os Problemas Ambientais

Estão de tal forma associados a todas as matérias já abordadas que devem constituir o eixo de uma postura filosófica a nortear os estudos e o processo de tomada de decisão em todos os níveis de planejamento, via mesmo de garantir a coerência de conjunto na hierarquia das decisões e diretrizes delas decorrentes.

Não é objetivo deste texto, que visa tão somente à provocação preliminar, senão lançar uma luz sobre as múltiplas relações de dependência mútua entre as atividades que têm ligação com o meio geológico, e examinar algumas possibilidades de tratamento do problema. Para isto, sem preocupação maior com as conceituações mais sofisticadas, citaremos alguns dos problemas ambientais mais agudos que afligem a cidade de Belo Horizonte e região envolvente.

Poluição do ar, dos cursos d'água, erosão, assoreamento e poluição visual decorrentes da atividade mineral em geral e dos processos de urbanização; poluição sonora e danos a estruturas e à saúde provocados por detonações de minas próximas às áreas urbanizadas; contaminação de áreas situadas nos principais cursos d'água pelos efluentes urbanos, industriais e da mineração, especialmente de ferro; comprometimento de reservas florestais, de várzeas e áreas férteis no sopé da serra, bem exemplificadas em Itatiaiuçu; comprometimento dos mecanismos naturais de controle do regime hidrológico pela mineração de materiais de construção em numerosos pontos da serra a sul de Belo Horizonte; poluição e contaminação de aquíferos e mananciais por dejetos urbanos diversos, como esgoto e lixo, muitas vezes disposto em áreas elevadas, como em Nova Lima, Sabará, na periferia de Belo Horizonte e praticamente em todos os demais núcleos urbanos expressivos.

Todos os casos citados fazem parte de uma relação passível de ser elaborada por qualquer cidadão observador. A relação poderia ser ampliada com exemplos menos evidentes, como o do uso inadequado do terreno impermeável da Formação Sabará para a construção de fossas sépticas no bairro Castanheiras, a leste de Belo Horizonte, o que torna muito mais frequente a necessidade de limpeza.

De todos esses problemas, apenas alguns poucos, como o último citado, poderão ser resolvidos isoladamente. A regra deverá ser a busca da solução integrada, à vista das relações mútuas entre eles. Nesta linha de pensamento, esquemas gerais de controle ambiental poderiam emergir naturalmente. À guisa de exemplos, examinamos a seguir algumas possibilidades.

A proteção dos areais contra a contaminação que prejudica a qualidade da areia resultará do controle rigoroso dos efluentes industriais e da mineração de ferro e do lançamento de esgotos não tratados e do lixo. O descontrole do ciclo hidrológico nas encostas será evitado, ou minimizado, com o controle rigoroso da lavra de materiais granulares, fixando limites para a remoção e a exigência de imediata recomposição vegetal. Neste caso, a perda da capacidade de armazenamento da formação superficial removida poderá, em parte, ser compensada com a introdução de espécies mais eficientes do ponto de vista da evapo-transpiração.

Numerosos anfiteatros naturais, ainda não ocupados, em cabeceiras dos córregos que descem da serra, podem ser aproveitados como áreas de "bota-fora" planejadas em superfícies planas escalonadas, que, uma vez completadas, poderiam transformar-se em áreas de lazer e desporto, constituindo, adicionalmente, excelentes zonas de infiltração. A área a montante da barragem do Acaba Mundo, com a condição essencial do controle ou da inativação da mina a montante, poderia receber um tratamento deste tipo.

Finalmente, o acidente geológico, natural ou induzido, não tem assolado a população de Belo Horizonte com a frequência e gravidade com que o tem feito em Salvador, no Rio de Janeiro e nas porções paulista, fluminense e capixaba da serra do Mar.

Lembre-mos, entretanto, de que o pequeno acidente tem frequentado com certa regularidade a periferia de Belo Horizonte, de que o problema geológico criado tem feito vítimas, ocorrendo lembrar o escorregamento de um depósito de lixo próximo à Raja Gabaglia na década passada. Lembre-mos ainda de duas circunstâncias preocupantes: 1) as intervenções sucessivas têm gerado desequilíbrios flagrantes em numerosos pontos da cidade e exacerbado a torrencialidade e, 2) a cidade é jovem, não tendo ainda experimentado um daqueles eventos que em relação às obras de engenharia se projetam com probabilidade secular ou milenária; como ela está aí para atravessar os milênios, vai assistir a muitos deles certamente. A presença do risco geológico é um problema ambiental: quando sabida, traz a sensação de insegurança e afeta o comportamento e a vida das pessoas.

Existem áreas já incorporadas ao tecido urbano de Belo Horizonte em situações de risco geológico iminente e não desprezível. Merecem, pois, um tratamento especial em termos de planejamento e prevenção.

7 - Conclusão

A exigência constitucional do Plano Diretor abre perspectivas muito favoráveis à introdução sistemática do conhecimento geológico no planejamento urbano. O meio profissional geológico tem condições e uma excelente oportunidade de assumir o desafio.

Este trabalho foi elaborado com base nas observações realizadas no âmbito do Projeto de Pesquisa financiado pelo CNPq e Instituto de Geociências da UFMG, entidades a que creditamos o nosso agradecimento.

8 - Bibliografia

CARVALHO, E.T. - 1989. Interpretação geotécnica de dados geológicos e geomorfológicos na porção norte-noroeste do Quadrilátero Ferrífero - MG. Belo Horizonte. CNPq/IGC-UFMG. 65p. (Relatório de pesquisa - inédito).

PLANO DE EXPANSÃO DE BRASÍLIA E
PERSPECTIVAS AMBIENTAIS

MARIA VILMA RABELO DE MORAIS
PETRÔNIO DA SILVA PINTO
AURINIVA OLIVEIRA ALVES ROS
NER

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
NÚCLEO DE ESTUDOS AMBIENTAIS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como objetivo analisar as características geomorfológicas e ambientais numa área situada na periferia de Brasília e destinada para expansão urbana.

Vale lembrar que nos primórdios da implantação de Brasília, pressupunha-se uma expansão urbana somente através das cidades - satélites, evitando-se a ocupação de áreas contíguas ao Plano Piloto.

No novo Plano de Expansão Urbana proposto por Lúcio Costa (Brasília Revisitada, 1987), está embutida a idéia de que para superar ou minimizar os problemas sócio-econômicos (Ex.: custo de transportes etc) dever-se-ia implantar de forma intermitente, uma sequência de Quadras Econômicas ao longo das vias de ligação entre Brasília e as cidades-satélites aproximando, assim, Brasília da população de baixa renda.

O plano de Expansão Urbana comporta seis áreas de ocupação residencial multifamiliar, diretamente ligadas ao Plano Piloto, sendo elas: Bairro Oeste Sul, Bairro Oeste Norte, Quadras Planalto (fixação definitiva da área de "invasão" da atual Vila Planalto), Quadras E.P.I.A, Asa Nova Sul e Asa Nova Norte (área estudada).

A Asa Nova Norte que constitui objeto dessa pesquisa ocupa uma área de aproximadamente 6.000 hectares, localizada nas proximidades da Península Norte e do Lago Norte em Brasília.

Essa região está inserida em duas unidades geomorfológicas distintas: A Chapada da Contagem e a Depressão do Paranoá (NOVAES, 1986.). A primeira ocupa residuais de duas superfícies de aplainamento: a Paleogênica (com cotas altimétricas superior a 1.200m) e a Paleogênica inferior (com cotas altimétricas entre

1.200 a 1.100m) sendo que a última abrange a maior extensão da área em estudo. As duas superfícies foram modeladas sobre quartzitos e ardósias do Grupo Paranoá que apresenta uma cobertura predominante de latossolos. A ocorrência de cambissolos se restringe aos rebordos onde o relevo se apresenta mais dissecado.

A Depressão do Paranoá corresponde à superfície Neogênica que foi retrabalhada por processos de pediplanação e modelada sobre ardósias, filitos e quartzitos do Grupo Paranoá, predominante nesse compartimento os cambissolos.

METODOLOGIA E TÉCNICAS

A metodologia usada nesta pesquisa constou de levantamento de dados bibliográficos, cartográficos e de fotografias aéreas. Fez-se uma análise de fotointerpretação (fotos na escala 1:30.000-1986 - CODEPLAN) e cartográfica (mapas na escala de 1:25.000 e 1:100.000 - DSG). As observações de campo complementaram a parte metodológica deste trabalho.

Desse modo, foram elaborados quadros com os sistemas de terra identificados na área, perfis topográficos contendo facetas, mapa de morfologia e do uso do solo, além do quadro sobre a caracterização ambiental.

DIAGNÓSTICO E PERSPECTIVA

O estudo das condições geomorfológicas e ambientais proporcionaram a obtenção de quadros e padrões de referência para orientar a interpretação dos impactos atuais e prováveis na área onde se propõe a expansão urbana.

Os resultados obtidos por meio de levantamentos dos aspectos naturais e antrópicos permitiram a classificação de 4 sistemas de terra (Land Systems) e diferentes facetas (Land Facets). Os sistemas de terra representam o conjunto de unidades de terra repetitivas (facetas), relacionando-se espacialmente e formam padrões de drenagem e relevo geral característico. As facetas constituem unidades de terra com litologia, processos geomorfológicos, pedogenéticos similares, sendo recobertas originalmente por fitofisionomias características (SEMA, 1986). Os sistemas e facetas foram identificados através de observações de campo e localizados em diferentes perfis topográficos.

Pela exiguidade de espaço não serão mostrados neste trabalho os quadros com os sistemas (I, II, III, IV) e os perfis topográficos correspondentes (somente um perfil topográfico será anexado ao trabalho). Nestes quadros estão contidos dados sobre a morfologia

gia, solo, vegetação potencial e uso do solo para cada faceta.

No perfil topográfico (FIG.1), estão assinalados 8 tipos de facetas que apresentam aspectos morfológicos diferenciados, como superfície de aplainamento (1), crista arredondada (2), terraço(3), encosta convexa (4), vale dissimétrico (5), inselberg (6), pseudomesa (7) e encosta retilínea (8). Para cada um desses elementos relacionam-se os tipos de vegetação potencial que varia de Mata Ciliar, Cerrado subcaducifólio, Campo Cerrado até vegetação campestre. São assinalados ainda os tipos de solos como Latossolo, Cambissolos e Solos Litólicos (EMBRAPA, 1978). O uso atual, indicado para esse sistema II, demonstra a presença de silvicultura, áreas de empréstimo (cascalheiras), chácaras, como também campo cerrado, vegetação campestre e mata ciliar. Fig. 1.

Esse detalhamento dos sistemas de Terra contribui para o conhecimento das condições de uso do solo e das mudanças ambientais que vêm se processando, como também para que se possa fazer um prognóstico do que poderá ocorrer com a expansão urbana prevista para a Asa Nova Norte.

A análise feita sobre a caracterização ambiental da área estudada permite que se tenha uma idéia mais abrangente a respeito das relações entre os sistemas de terra e as características naturais e antrópicas dominantes.

Importante aspecto considerado no estudo é a decorrência do desmatamento. Em vários trechos, a vegetação original foi substituída por reflorestamento de Eucaliptus e Pinus os quais recobrem alguns trechos da Superfície de Aplainamento Neogênica e Paleogênica. A retirada da cobertura vegetal está contribuindo para o desenvolvimento dos processos de erosão acelerada tendo como resultado o aparecimento de sulcos profundos e o assoreamento de córregos como Ribeirão do Torto, Taquari, e Capoeira do Bálsamo que fazem parte da Bacia do Paranoá.

A drenagem local é feita principalmente por canais de primeira e segunda ordem, e a região é caracterizada como de nascentes pertencentes a um subsistema frágil. Daí a possibilidade de extinção desses mananciais, caso não haja uma ocupação urbana ordenada e racional.

Nesse contexto, outros aspectos poderão acentuar-se, estando os mesmos relacionados com os efeitos do uso da terra, pela retirada do cascalho laterítico (área de empréstimo), e conseqüente exposição do solo. Tal fato, ocasiona uma ação mais eficaz do escoamento superficial e das gotas da chuva no solo, principalmente no

verão (estação chuvosa), intensificando desse modo, os processos erosivos sobre as encostas da região.

Nas áreas dissecadas da Superfície de Aplainamento Neogênica a ocupação urbana deverá sofrer algumas restrições devido a presença de uma topografia mais acidentada e de um relevo mais dissecado. Os cambissolos aí existentes também oferecem limitações por serem pouco profundos, carreáveis e susceptíveis à erosão.

Por tratar-se de uma área com perspectivas de expansão urbana, nota-se que a forma como está sendo ocupada, gera preocupação de vez que já aparecem nitidamente elementos que comprovam as agressões ambientais evidenciadas pelo uso desordenado do solo.

Pode-se constatar, ainda a existência de algumas "invasões" o que poderá ocasionar conflitos quando o plano for posto em prática.

No mapa de morfologia e uso atual do solo (fig.2) estão dados referentes aos tipos de encostas (convexas e retilíneas), colinas, cristas, pseudomesa, rebordos de dissecção e formas erosivas (voçorocas) e os diversos usos como silvicultura (reflorestamento), cultivos, áreas de empréstimo (cascalheira), chácaras, campo, cerrado, mata ciliar, "invasões", ocupação urbana, estradas.

FIG. 2

O rápido e desordenado crescimento urbano e rural tem propiciado o desenvolvimento de áreas em processos de degradação no Distrito Federal. Tal fato é confirmado através da diminuição da vegetação e das áreas agricultáveis, da deterioração da imagem urbana, da erosão e contaminação do solo e água (MORAIS, 1986/1987).

Se o adensamento urbano na Asa Nova Norte for realizado da mesma forma como vem ocorrendo nas cidades-satélites e outros locais situados nas proximidades do Plano Piloto, a área em questão poderá dentro de poucos anos apresentar as mesmas modalidades de degradação já detectadas para o Distrito Federal.

CONCLUSÕES

Após a análise dos dados disponíveis chega-se à conclusão de que a interferência antrópica quando feita irracionalmente provoca mudanças com sérias repercussões no sistema natural.

Para que a expansão urbana na Asa Nova Norte seja realizada de forma mais equilibrada e consistente é necessário:

- reconhecer que a área constitui um divisor com várias nascentes,

devendo-se evitar o seccionamento dos canais naturais, dos sulcos intermitentes e dos canais fluviais de 1ª ordem quando da expansão urbana;

- realizar um planejamento urbano conveniente para que não ocorra uma diminuição de recarga de aquíferos, nas áreas mais próximas;
- planejar eficientemente a construção e manutenção das estradas para evitar o desenvolvimento e a intensificação dos processos de erosão acelerada;
- selecionar as áreas de empréstimo e usá-las devidamente para resguardar principalmente os cambissolos que são mais susceptíveis a erosão;
- respeitar as aptidões naturais do solo, as condições da topografia local (rebordos da superfície dissecada, encostas íngremes' etc.), da hidrografia e manter o controle à erosão quando da construção de estradas, edificações e/ou outras atividades a serem desenvolvidas na região;
- obedecer a uma política de planejamento global levando em conta a compatibilização do uso dos recursos naturais com a preservação ambiental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, L. - Brasília Revisitada. Complementação, Preservação, adensamento e Expansão Urbana. Brasília, Mimeo., 1987.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA) - Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Distrito Federal. Rio de Janeiro, 455p., Boletim Técnico, 53, 1978.
- MORAIS, M.V.R - A degradação do meio ambiente no Distrito Federal . Boletim de Geografia Teorética, São Paulo, 16-71(31-34).355-360, 1986/1987.
- NOVAES PINTO, M. - Unidades Geomorfológicas do Distrito Federal. Revista Geografia, São Paulo, 11(21): 97-109, 1986.
- SEMA - Caracterização e Diretrizes Gerais de Uso da Área de Proteção Ambiental do Rio São Bartolomeu na escala 1:100.000. SEC. Coordenadoria de Áreas de Proteção Ambiental, Brasília, 2 vols., ilust., 1986.

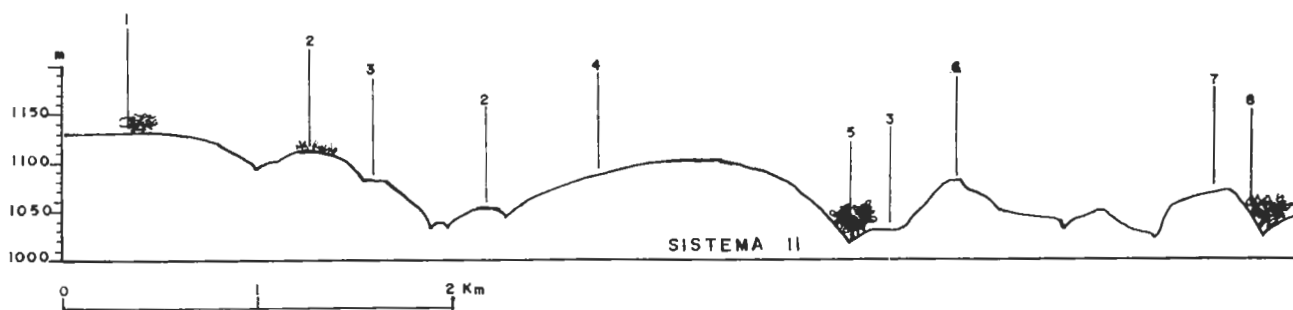


fig. 1 PERFIL COM LOCALIZAÇÃO DE FACETAS

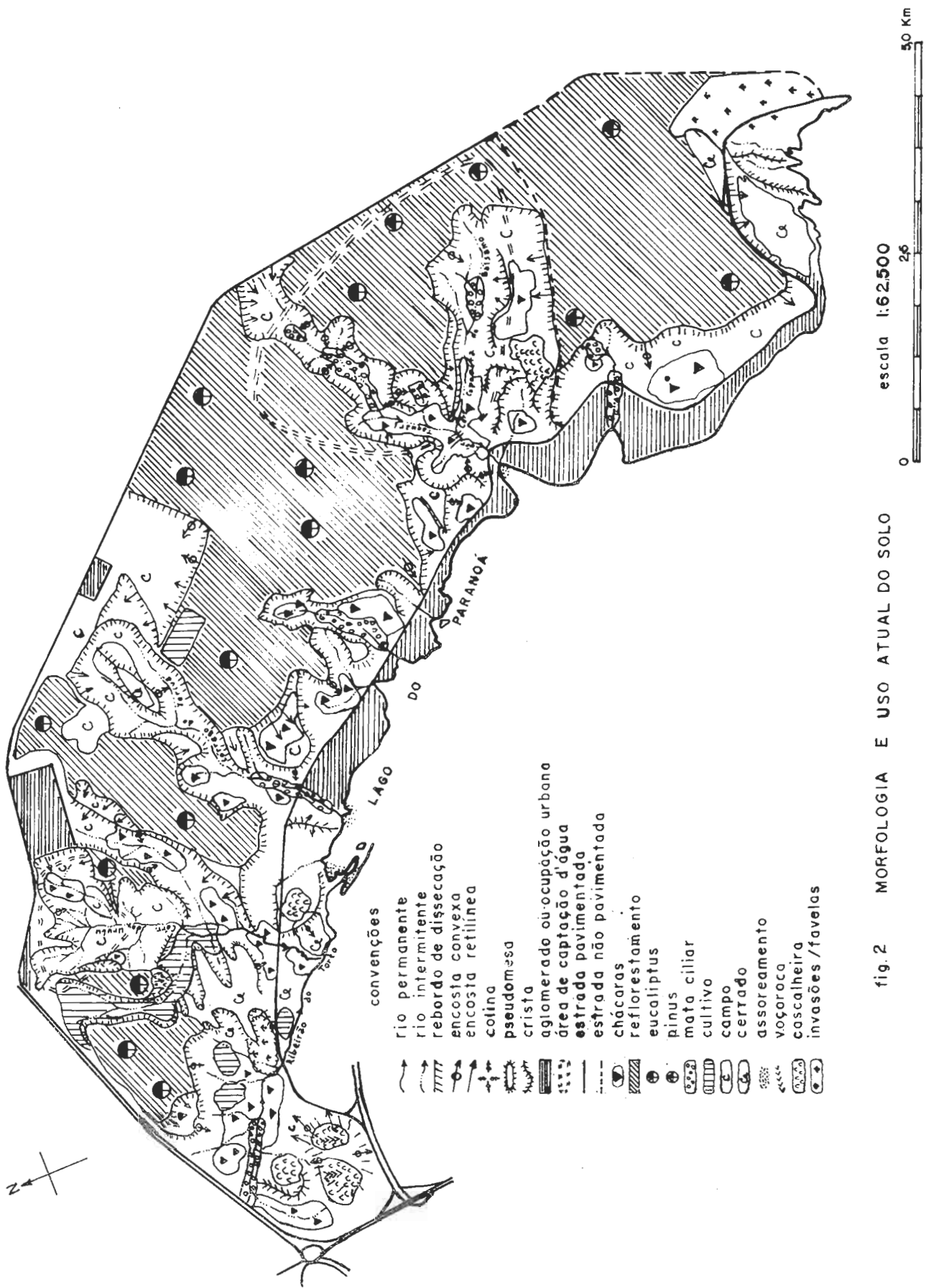


fig. 2 MORFOLOGIA E USO ATUAL DO SOLO

ANÁLISE DOS SISTEMAS DE TERRA DA APA DO RIO SÃO BARTOLOMEU

Maria Novaes Pinto
Lídia Akemi Watanabe

Universidade de Brasília
Departamento de Geografia e
Núcleo de Estudos Ambientais
Campus Universitário - Asa Norte
70.910 - Brasília - DF

A PESQUISA

Os oito Sistemas de Terra da APA do Rio São Bartolomeu, no Distrito Federal, foram caracterizados em escala de 1:100.000 pela extinta Secretaria Especial do Meio Ambiente (SEMA, 1986). A partir daqueles dados procurou-se identificar os componentes do meio físico, os tipos de usos da terra e as formas de impacto ambiental que atualmente ocorrem naqueles Sistemas de Terra. A integração dessas informações permitiu a execução de um mapa geo-ambiental em escala de 1:30.000.

O presente trabalho corresponde a uma das etapas do projeto intitulado ANÁLISE AMBIENTAL DA APA DO RIO SÃO BARTOLOMEU - DF, em andamento no Departamento de Geografia e no Núcleo de Estudos Ambientais da Universidade de Brasília. A pesquisa, financiada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, está sendo realizada por uma equipe de bolsistas de Iniciação Científica e de Aperfeiçoamento.

Para as finalidades da pesquisa aplica-se a mesma metodologia utilizada pela SEMA (op. cit.) e por Novaes Pinto (1988). Trata-se da fusão da metodologia britânica de Land Surface Evaluation, e francesa do Índice de artificialização da paisagem (Danse - reau, 1977). Por isso estão sendo considerados os mesmos conceitos das unidades de terra utilizados pela SEMA (1986, pg. 31), ou seja:

Sistema de Terra - conjunto de unidades de terra repetitivas (facetas) relacionando-se espacialmente, formando padrão de drenagem e relevo geral característico;

Faceta - unidade de terra com litologia, processos geomorfológicos e pedogenéticos similares, recoberta originalmente por fitofisionomias características.

A ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL

Entre os componentes físicos da APA do Rio São Bartolomeu consideram-se fundamentais a geomorfologia, a vegetação, o solo, a drenagem, a declividade e os níveis altimétricos. Quanto aos tipos de uso da terra destacam-se os loteamentos, a agricultura, a silvicultura, a pastagem, as cascalheiras, as olarias e as áreas de desmatamento. Ocorrem ainda áreas ocupadas por cerrados e matas ciliares.

Como principais impactos ambientais negativos que decorrem do uso irracional da terra na APA, destacam-se processos de movimentos de massa e várias formas de erosão pluvial, fluvial, eólica e antrópica. Nos corpos aquosos ocorrem assoreamento nos vales e contaminação das águas.

Analisando as informações obtidas e correlacionando as variáveis, obtem-se as seguintes conclusões:

- 1 - a agricultura na APA é uma atividade praticada, geralmente, em fundo de vales, terraços, rampas, encostas e superfícies aplainadas, tanto em solos aluviais e hidromórficos, como em cambissolos e latossolos. Tal atividade é realizada sem planejamento, utilizando-se indiscriminadamente fertilizantes e agrotóxicos, responsáveis pela poluição das águas;
- 2 - o desmatamento é generalizado. Nas encostas de declives $< 5\%$, observa-se que a retirada da cobertura vegetal natural se faz para a atividade agrícola, o que está provocando o assoreamento dos rios. Em áreas de declividades acima de 10% de solo pre-

dominantemente latossolo, o desmatamento provoca movimentos de massa.

O desmatamento das espécies nativas e a impermeabilização do solo origina ravinamentos que, com as chuvas concentradas, desenvolvem-se rapidamente, provocando o surgimento de extensas voçorocas;

- 3 - a silvicultura se processa pela substituição da vegetação nativa do bioma do cerrado, por Eucalyptus e Pinus, plantados nas cabeceiras de drenagem, sobre os interflúvios e em encostas suas;
- 4 - a cascalheira é um local de intensa atividade na APA, pela retirada do cascalho laterítico. Essa exploração ocorre nos bordos das chapadas, nas encostas, nas rampas e nos patamares. A cascalheira traz sérios problemas ambientais, pois deixa a área totalmente desprotegida portanto, sujeita à intensificação dos processos erosivos;
- 5 - a olaria é igualmente um importante local de atividade produtiva na APA, ocorrendo nas planícies aluviais e nas depressões. A atividade oleira, responsável pela produção de tijolos, provoca impactos negativos, tanto pela retirada da argila como pelo desmatamento para o fornecimento de lenha aos fornos das olarias;
- 6 - os loteamentos são numerosos na APA, provocando consideráveis alterações na vegetação natural. Em geral os loteamentos são ilegais, não apresentando por isso, infra-estrutura sanitária. Juntamente com as cidades-satélites de Planaltina e Sobradinho os loteamentos deverão contribuir para a poluição do futuro lago São Bartolomeu, caso venha este a ser construído;
- 7 - a pastagem é realizada em áreas de campos sujos onde ocorre a retirada de árvores, e de gramíneas. O pisoteio dos animais provoca o rastejamento do solo.

Enfim, nas áreas próximas aos leitos dos rios de solos aluviais e hidromórficos, onde a ação antrópica é mais intensa, ve-

rifica-se que a mata ciliar aparece em extensões reduzidas, pondo em risco o equilíbrio do sistema hidrográfico do São Bartolomeu.

Restam na APA grandes extensões de cerrados. Mas durante a época da seca, esse tipo de vegetação fica sujeito às queimadas. Já se verifica na APA a extinção de numerosas espécies da fauna e da flora.

CONCLUSÕES

Extensas áreas da APA do Rio São Bartolomeu estão sendo utilizadas de forma indevida, sem nenhum controle, provocando o desequilíbrio ecológico, acelerando os problemas de erosão e o assoreamento dos rios, contaminando os cursos d'água, tanto por agrotóxicos e fertilizantes, como por esgotos provenientes dos loteamentos e das cidades-satélites de Sobradinho e Planaltina.

Torna-se necessária a proteção do rio São Bartolomeu e de todos os seus afluentes do curso superior, a fim de garantir a qualidade da água. Deve-se preservar ao máximo, a vegetação nativa, para evitar a intensificação de processos erosivos, e por-se em prática uma ação corretiva de situações críticas e também prevenir situações extremas, através de conciliação entre as atividades humanas e as características ambientais da APA.

Enfim, deve ser realizada uma intensa programação de educação ambiental e de fiscalização, para assegurar o equilíbrio entre a economia e a ecologia na APA do Rio São Bartolomeu.

BIBLIOGRAFIA BÁSICA

- DANSEREAU, P. - 1977 - Ecologia aplicada ao ordenamento. Centro de Engenharia Biológica/Centro de Estudos Geográficos (mim.).
- NOVAES PINTO, M. - 1986 - Caracterização Morfológica do Curso Superior do Rio São Bartolomeu - DF. Rev. Brasileira de Geografia, 48(4):377-397.
- NOVAES PINTO, M. - 1986 - Unidades Geomorfológicas do Distrito Federal. Geografia, 11(21):97-109.
- NOVAES PINTO, M. - 1986/1987 - Geomorfologia do Rio São Bartolomeu - DF. Geociências, 5/6:106-113.

- NOVAES PINTO, M. - 1986/1987 - Unidades Geomorfológicas e Análise Ambiental. Boletim de Geografia Teorética, 16-17(31-34):352-355.
- NOVAES PINTO, M. - 1988 - Sistemas de Terra no Distrito Federal. Geografia, 13(25):53-67.
- NOVAES PINTO, M.: FONSECA, L.G. e RIBEIRO, F.M. - 1987 - Impacto Ambiental na Região de Brasília: as cascalheiras. Geografia, 12(24):124-128.
- SEMA - 1986 - Caracterização e diretrizes gerais de uso da APA do rio São Bartolomeu, na escala 1:100.000. SEC. Coordenadoria de Áreas de Proteção Ambiental, Brasília, 2 vls.
- TRICART, J. - 1977 - Ecodinâmica. SUPREN, IBGE, RJ, 97 pg.
- Relatórios de membros da equipe do Projeto ANÁLISE AMBIENTAL NA APA DO RIO SÃO BARTOLOMEU - DF.

EVOLUÇÃO TERMO-BAROMÉTRICA PARA UMA SEQUÊNCIA DE ROCHAS DA REGIÃO DO MÉDIO VALE DO RIO JEQUITINHONHA, NE DO ESTADO DE MINAS GERAIS *

Antônio Gilberto Costa (CPMTC - IGC/UFMG)

* Auxílios da CAPES e CNPq

A região do médio Vale do Rio Jequitinhonha, situada entre as localidades de Araçuaí e Pasmado foi estudada, em escala de detalhe, sob o ponto de vista da mineralogia, da petrografia e da geoquímica (Costa 1987) visando a formulação de um modelo genético evolutivo, para a sequência de rochas supracrustais ali aflorantes (Costa et al. 1984, Costa et al. 1986).

De forma a dar melhor embasamento a este modelo, foram desenvolvidos estudos em escala regional (Costa 1987) para a área delimitada pelas localidades de Salinas, Coronel Murta e Capelinha, situadas respectivamente a noroeste, oeste e sudoeste da área chave Araçuaí-Pasmado. Dados disponíveis na literatura (Sá 1977, Pedrosa Soares et al. 1984, Monteiro 1986) foram também considerados.

Nesta extensa área da chamada Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida 1977) afloram rochas metamórficas de composição pelítica e calcio-silicáticas, geradas durante o evento brasileiro, sob condições de T e P da fácies anfibolito. Estes metamorfitos fazem-se acompanhar de gnaisses e granitos anatéticos e contém paragêneses minerais típicas, de um evento metamórfico regional do tipo intermediário de baixa pressão (Fig. 1).

De oeste (região de Coronel Murta) para leste (região de Itinga) podem ser definidas para os xistos e gnaisses metapelíticos cinco zonas metamórficas principais: zona da granada, zona da granada-estaurolita, zona da andaluzita-cordierita, zona da cordierita-sillimanita e zona da cordierita-Kfeldspato. Paragêneses minerais com expressão regional são: a - granada+biotita+moscovita, b - estaurolita+granada+biotita+moscovita, c₁- andaluzita+estaurolita+biotita + granada+moscovita, c₂- andaluzita+biotita±estaurolita±moscovita, c₃ - cordierita+andaluzita+biotita±moscovita±granada, d₁ - sillimanita+Kfeldspato+biotita, d₂ - cordierita+sillimanita+biotita, e₁ - cordierita+Kfeldspato+biotita±sillimanita e e₂ -cordierita+Kfeldspato+granada±sillimanita.

A partir de estudos petrográficos desenvolvidos para a área foi possível a identificação de isógradas, definidas segundo as reações:

- clorita+moscovita+quartzo=granada+biotita+H₂O, Hollister (1966) (1)
moscovita+clorita+quartzo=estauroлита+biotita+H₂O, Thompson P.H. (1978) (2)
estauroлита+moscovita+quartzo=andaluzita+biotita+H₂O, Hoschek (1969) (3)
biotita+andaluzita=cordierita, Hess (1969) (4)

Estas reações ocorreram sob condições de T da fácies anfibolito de baixo e médio grau.

Para as zonas metamórficas de médio e alto grau, contendo paragêneses a cordierita e Kfeldspato, as reações:

- moscovita+quartzo=sillimanita+Kfeldspato+H₂O, Thompson A.B. (1982) (5)
sillimanita+biotita+quartzo=cordierita+Kfeldspato+H₂O, Hoffer (1976) (6)

foram também identificadas a nível de observações microscópicas.

Evidências para as reações acima enumeradas são os restos de estauroлита em cristais de andaluzita e de restos de andaluzita na cordierita, o desaparecimento da moscovita e a presença de inúmeras inclusões de sillimanita na cordierita e no Kfeldspato da zona da cordierita-Kfeldspato, na qual a sillimanita ocorre apenas como inclusões ou está totalmente ausente. Considerando-se as reações (5) e (6) pode-se afirmar que as condições de P e T para uma anatexia foram aqui alcançadas.

Segundo Winkler (1979) a presença da estauroлита pode ser utilizada na caracterização de regiões metamórficas do tipo baixa pressão, sob condições da fácies anfibolito de baixo grau (paragêneses a e b). Com o metamorfismo progressivo ocorre a desidratação da moscovita e sob condições máximas de T e P pode ocorrer fusão, para o que a desidratação da biotita (Thompson & Tracy 1979), na área estudada (paragênese e₂), foi considerada decisiva.

Com base nos cálculos geotermobarométricos, efetuados para pares de minerais da área (gra-bio, plag-gra, clinopx-gra, etc) e levando-se em consideração os dados petrológicos para as reações de (1) a (6) as condições de T e P do metamorfismo para as diversas zonas metamórficas identificadas ficam respectivamente entre 500 e 740°C e entre 2,5 e 5,5 kbars.

Nas áreas onde ocorrem paragêneses minerais de alto grau metamórfico (paragêneses de e e) foram observadas estruturas migmatíticas do tipo estromáticas e flebíticas. Porções leucocráticas, de composição granítica, mostrando dobras ptygmáticas e estruturas do tipo Pinch and swell e ainda restitos a cordierita, sillimanita, granada e biotita definem, ao lado dos cordierita-Kfeldspato-biotita-gnais-ses, uma zona de metatexitos, na transição para os granitóides. Nas áreas de ocorrência destes últimos foram observadas ainda estruturas agmáticas e do tipo Schollen (Mehnert 1968).

Com base em critérios mineralógicos (presença da sillimanita,

cordierita ou granada) e geoquímicos (valores médios: $Al/(Na+K+Ca/2) = 1,09$, corindon normativo = $0,83$, $Na_2O/K_2O = 0,78$, $Al_2O_3 = 14,80$ e $SiO_2 = 72,48$) foi possível a classificação dos granitóides estudados, segundo Chappell & White (1974), como sendo do tipo S.

Já com base nos critérios estruturais, propostos por Mehnert (1968), estes granitóides foram caracterizados como diatexitos homogêneos ou não, em função da ausência ou presença de estruturas nebulíticas e de schlieren a biotita e granada.

Dados referentes às rochas granitóides, bem como às rochas metapelíticas foram representados no sistema Q-Ab-Or de Luth et al. (1964) para $P_{H_2O} = 5$ kbar. Os granitóides ocupam um campo próximo à curva cotética e aquele ocupado pelos metapelitos está próximo do primeiro. Esta proximidade pode ser considerada como uma evidência (Johannes 1983) para um processo de formação dos granitos a partir da fusão parcial das rochas paleossomáticas de composição pelítica, o que é corroborado pela inúmeras inclusões restíticas de cordierita, sillimanita e granada nos granitóides estudados.

Fora alguns pequenos corpos graníticos das regiões do Santana e do Ribeirão Piauí, as relações de contato, do tipo transicional e os valores idênticos das razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} (Sá 1977) para granitóides, xistos e gnaisses ($0,7126$) não permitem afirmar que os granitóides e migmatitos da região de Itinga tenham sido gerados em profundidade, com consequente deslocamento e que portanto, sejam do tipo intrusivos. Estes granitóides e migmatitos devem ser considerados sim, produtos de uma antexia in situ e como consequência do evento metamórfico regional do tipo térmico que afetou toda esta área, no ciclo brasileiro.

AGRADECIMENTOS: O autor expressa seus agradecimentos aos professores Dr. Georg Mueller (TU-Clausthal, RFA) e Dr. José Marques Correia Neves, pela orientação e apoio durante a fase de doutorado. À CAPES, pela concessão de uma bolsa de estudos, ao Departamento de Geologia/IGC-UFMG, pela oportunidade de realização do doutorado, e ao Instituto de Mineralogia da TU-Clausthal (RFA) pelo apoio na obtenção dos dados geoquímicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- COSTA, A.G.; CORREIA NEVES, J.M.; MÜLLER, G. 1984. Feições polimetamórficas da região de Itinga, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. V.8, p. 3166-3180.

- COSTA, A.G.; MÜLLER, G.; CORREIA NEVES, J.M. 1986. Petrologische Untersuchungen des Gneis-Migmatit-Gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordoestliches Minas Gerais, Brasilien. In: Giesse, P. ed. 10.Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, :59-60. Berlin.
- COSTA; A.G. 1987. Petrologie und geochemische Untersuchungen des Gneis-Migmatit-Gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordoestliches Minas Gerais, Brasilien. Tese de Doutorado, TU-Clausthal (RFA), 288 p. (inédito).
- HESS, P.C. 1969. The metamorphic Paragenesis of Cordierite in Pelitic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 24, 191-207.
- HOFFER, E. 1976. The Reaction Sillimanite+Biotite+Quarz=Cordierite+K-Feldspar+H₂O and Partial Melting in the System K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Contrib. Mineral. Petrol., 55, 127-130.
- HOLLISTER, L.S. 1966. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science, N.Y. 154, 1647-51.
- HOSCHEK, G. 1969. The Stability of Staurolite and cloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 22, 208-232.
- JOHANNES, W. 1983. On the Origin of Layered Migmatites. I :Atherton, M.P. & Gribble, C.D. (Editors): Migmatites, Melting and Metamorphism, S. 234-248, (Shiva).
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. 1964. The Granite System at Pressures of 4 a 10 kilobars. J. Geophys. Res., 69, 759-773.
- MEHNERT, K.R. 1968. Migmatites and the origin of Granitic Rocks. Amsterdam (Elsevier).
- MONTEIRO, R.L.B.P. 1986. As mineralizações de Tungstênio no médio vale do Jequitinhonha, NE de Minas Gerais. Tese de mestrado, DEGEO-UnB (inédito).
- PEDROSA SOARES, A.G.; LEONARDOS, O.H.; CORREIA NEVES, J.M. 1984. Aspectos Metamórficos de Sequências Supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. SBG, Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol. , VII, 3056-3068.
- SÁ, J.H. da S. 1977. Pegmatitos Litiníferos da região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG - USP, 104 p.
- THOMPSON, A.B. 1982. Dehydration Melting of Pelitic rocks and the Generation of H₂O - Undersaturated Granitic Liquids. Am. J. Sci., 282, 1567-1595.
- THOMPSON, A.B & TRACY, R.J. 1979. Model Systems for antexis of Pelitic Rocks. Contr. Mineral. Petrol., 70, 429-438.
- THOMPSON, P.H. 1978. Arachean regional metamorphism in the Slave Structural Province. A new perspective on some old rocks. Geol. Surv. Can., Paper 78-10:85-102.
- WINKLER, H.G.F. 1979. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New York (Springer).

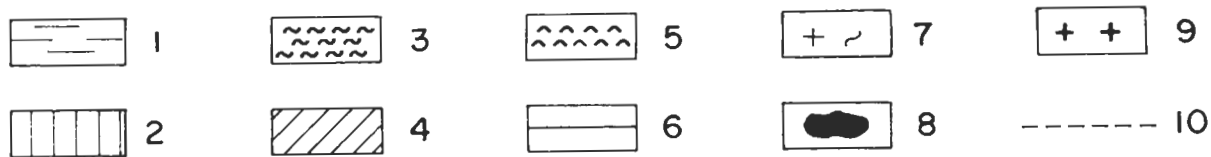
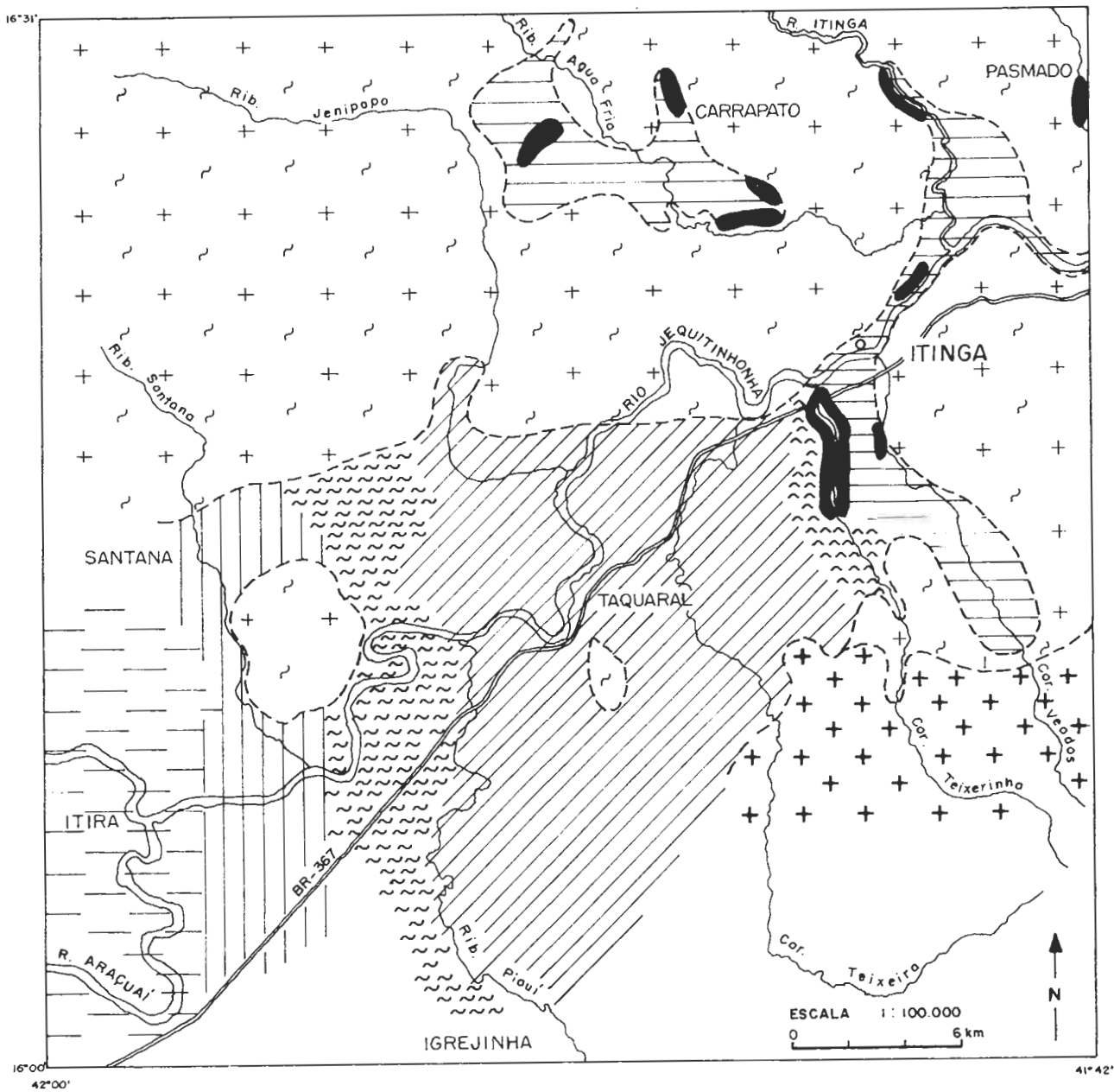


Figura 1 - Mapa litológico da área Araçuaí-Pasmado. (1) - estauroli-ta-granada-micaxistos; (2) - andaluzita-estauroлита-grana-da-micaxistos; (3) - andaluzita-micaxistos; (4) - cordie-rita-andaluzita-micaxistos; (5) - sillimanita-cordierita-gnaisses; (6) cordierita-biotita-gnaisses (migmatizados); (7) - diatexitos (homogêneos ou não); (8) - metatexitos (em parte restitos); (9) - granitóides postectônicos; (10) - contato litológico suposto.

DUPLO REGIME METAMÓRFICO NA FAIXA ARAÇUAÍ: UMA PROPOSTA *

A.C. Pedrosa-Soares (IGC - UFMG)

* Auxílios do CNPq, FAPEMIG e CPq - UFMG

Apresenta-se parte do acervo de dados sobre minerais indicadores do metamorfismo regional, em metassedimentos clásticos aluminosos, da Faixa Araçuaí no nordeste de Minas Gerais. O esboço metamórfico da Fig. 1 tem como base geológica a Carta do Brasil ao Milionésimo, modificada com dados do autor e trabalhos anteriores (1 a 5).

Dois cinturões metamórficos brasileiros, emparelhados a leste do Craton do São Francisco, foram designados "Cinturão Espinhaço" e "Cinturão Atlântico" (6). O primeiro, do tipo Barrowiano (metamorfismo regional de média pressão - MRMP), engloba sequências de baixo a médio grau das faixas Espinhaço - Araçuaí, São João del Rei - Andrelândia e o Grupo Dom Silvério e o segundo, do tipo Abukuma (metamorfismo regional de baixa pressão - MRBP), é constituído por rochas de médio a alto grau. Metamorfismo a cianita-sillimanita (MRMP) foi evidenciado no extremo norte da Faixa Araçuaí (7), em sequências correlacionáveis ao Macaúbas e Salinas, bem como no Vale do Jequitinhonha (8). Este último esquema (8) é aqui revisto. O cinturão metamórfico de média pressão coincide com a zona de espessamento crustal (9) que bordejia o Craton do São Francisco em Minas Gerais e sul da Bahia. A zoneografia metamórfica entre Itinga e Araçuaí é considerada (3) como do tipo Buchaniano (metamorfismo regional intermediário de baixa pressão - MRIBP).

Na Fig. 1 considerou-se apenas minerais-índice com crescimento, pelo menos em parte, sin-cinemático à xistosidade principal regional dos quartzo-mica xistos, micaxistos e quartzitos micáceos. A lineação mineral anotada está sempre contida na xistosidade principal e quando não encimada por qualquer letra, indica orientação de biotita e/ou moscovita. As lineações de cianita, sillimanita e/ou estauroлита são, também, lineações de mica, paralelas à direção de estiramento. O caimento, em geral de muito baixo ângulo, raramente atinge valores acima de 25° . Omitiu-se as poucas medidas com caimento para oeste e, para melhor clareza gráfica, as lineações da área de Itinga (estas comportam-se conforme o padrão regional).

Os xistos estudados são constituídos, essencialmente, por

quartzo+biotita+moscovita+oligoclásio/andesina. Carbonato, microclina, titanita, opacos, zircão, apatita e rutilo, são acessórios menores. Clorita, sericita, epidotos, turmalina e carbonato, constituem paragêneses retro-metamórficas, eventualmente muito abundantes nas zonas de cisalhamento. A granada (almandina), cuja recristalização varia de pré- a pós- cinemática à xistosidade principal, tende a ser mais rica em Mn nas proximidades de Turmalina (5). Apesar de muito comum na Unidade Salinas, só foi indicada onde aparece como o mineral-índice mais importante. Estauroлита é muito frequente onde ocorre cianita e nas porções ocidentais da zona da sillimanita. Seu crescimento raramente obedece à lineação mineral, mas há pelo menos uma geração sin-cinemática, contornada pela xistosidade. Tende a desaparecer nas vizinhanças dos granitos intrusivos. Uma geração de cianita constitui conspícua lineação mineral mas, outras aparecem como cristais caóticos postados na xistosidade, ou como agregados pós-cinemáticos. Veios, placas e tuchos de quartzo sin- a tardi- deformacionais podem conter cianita, eventualmente orientada conforme a lineação de estiramento. Nas proximidades de Turmalina ocorre cianita em veios de quartzo (5). A sillimanita cristaliza-se como nódulos fusiformes de fibrolita, orientados na lineação mineral e/ou contornados pela xistosidade. Cianita e fibrolita formam-se, geralmente, às custas de biotita mas, na área do Ribeirão da Folha, observa-se fibrolita substituindo cianita. Estes alumino-silicatos ocorrem dentro e fora de zonas de cisalhamento. Nas auréolas de contato dos granitos intrusivos encontra-se sillimanita pós-cinemática. Os minerais-índice da área de Itinga estão detalhadamente descritos por Costa (3) . Tentativamente, assinala-se as "isógradas" da Fig. 1.

A estrutura geral da Unidade Salinas mergulha para sudeste (1,2,4,5,10,11). A região está, provavelmente, muito conturbada por cavalgamentos, com transporte geral para oeste e pelo jogo de blocos das falhas de alto ângulo (12). Duas zonas de transcorrência, onde a lineação de estiramento/mineral paraleliza a direção da xistosidade verticalizada, parecem existir próximo a Capelinha e no Vale do Rio Araçuaí a sul de Virgem da Lapa. Desta forma, é de se esperar que o traçado de isógradas regionais contínuas seja bastante difícil, ou mesmo impossível.

A Fig. 1, aliada a outros dados, mostra que:

- Nas áreas Queixada-Capelinha e a oeste de Coronel Murta o metamorfismo é do tipo cianita-sillimanita (MRMP).

- O metamorfismo a estauroлита-andaluzita-cordierita-sillimanita (MRIBP, 3) está confinado ao extremo leste da região, numa faixa estreita entre granitóides anatéticos autóctones e para-autóctones

(metatexitos, diatexitos).

- Granitos anatéticos francamente alóctones, profundos, cujas intrusões deformam a macro-estrutura das encaixantes e cujas auréolas de contato não apresentam minerais de baixa pressão, (tipo Coronel Murta (13), Ribeirão da Folha-Granjas (4), Lambari), ocorrem a oeste, no domínio do MRMP.

- À exceção da área de Itinga, em nenhum outro lugar da região foram encontrados minerais típicos de MRBP ou de MRIBP, (1,2,4,5,11).

- No setor central da região, Araçuaí-Turmalina, parece não haver cianita ou sillimanita. Lá, a estaurolita aumenta em abundância de oeste para leste.

Petalita, mineral pegmatítico tipicamente de baixa pressão encontrado na área de Itinga, não ocorre nos demais campos pegmatíticos da região (1,14).

Estudos geotermo-barométricos (3) mostram que pressão e temperatura decrescem de 5,5 kb/500°C desde a zona da cianita a noroeste de Virgem da Lapa, a 2,5 kb/740°C próximo a Itinga.

Do exposto, conclui-se que dois regimes metamórficos regionais atuaram sobre a mesma sequência de sedimentos clásticos aluminosos (Unidade Salinas), acarretando o aparecimento de minerais indicadores diversos, típicos de média ou de baixa pressão, relacionados aos mesmos elementos estruturais, neste setor da Faixa Araçuaí (Fig.1), em torno dos 630 Ma (vide datações em Siga Jr., 15). A área de Itinga seria uma transição para o Cinturão Metamórfico Atlântico (MRBP, 6), representando uma "superposição", em termos de condições PT, deste cinturão com a Faixa de Dobramentos Araçuaí. Neste aspecto, lembra-se que o baixo gravimétrico, coincidente com o cinturão metamórfico de média pressão, evolui para um alto gravimétrico em torno do meridiano 42° (9), onde também começa a avolumar-se o aparecimento de mobilizados graníticos anatéticos.

AGRADECIMENTOS: Aos colegas C.M. Noce, R. Monteiro, C.A. Rosière e A.G. Costa pelas discussões. Aos ex-bolsistas Adriana J. de Lima, Alessandra Schettino, Flávio H. Freitas e Silva, Luiz E. Teixeira, Maria Antonieta A. Mourão e Maria José R. Oliveira e ex-orientandos de trabalho de graduação no Jequitinhonha. Aos órgãos financiadores CNPq, FAPEMIG e Conselho de Pesquisa da UFMG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Pedrosa-Soares, A.C. - 1984 - Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais. Tese de Mestrado, 171 p., UnB.
2. Monteiro, R.L.B.P. - 1986 - As mineralizações de tungstênio no Médio Vale do Jequitinhonha, Minas Gerais. Tese de Mestrado, 236 p., UnB.

3. Costa, A.G. - 1987 - Petrologie und geochemische Untersuchungen des Gneis-Migmatit-Gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordöstliches Minas Gerais, Brasilien. Tese de Doutorado, 287 p., Univ. Téc. de Clausthal, RFA.
4. Silva, F.H.F. & Pereira, L.A. - 1987 - Geologia da Região do Ribeirão da Folha, NE de Capelinha, MG. Trabalho de Graduação, 156 p., Deptº de Geologia - UFMG.
5. Lima, A.J. de; Pantuzzo, F.L.; Queiroz, F.T. de; Andrade, L.C.B. de; Mourão, M.A.A. & Pessoa, P.F.P. - 1988 - Caracterização da Falha de Taiobeiras com base em aspectos estruturais, sedimentológicos e geomorfológicos na região entre Turmalina e Santa Rita, NE de Minas Gerais. Trabalho de Graduação, 125 p., Deptº de Geologia, UFMG.
6. Leonardos, O.H. & Fyfe, E.S. - 1974 - Ultrametamorphism and melting of a continental margin: The Rio de Janeiro region, Brazil. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46:201-214.
7. Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y.; Rodrigues, E. de P. & Yamamoto, J. K. - 1978 - A Faixa de Dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo. In: *Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, 1978. *Anais...*, SBG, 1:270-283.
8. Pedrosa-Soares, A.C.; Leonardos, O.H. & Correia-Neves, J.M. - 1984 - Aspectos metamórficos de sequências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, SBG, 7:3056-3068.
9. Haralyi, N.L.E. & Hasui, Y. - 1982 - The gravimetric information and the Archean - Proterozoic Structural Framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):160-166.
10. Karfunkel, J.K.; Schmidt, J.C. & Karfunkel, B.S. - 1981 - Contribuição à estratigrafia e tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: *Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, 1, Salvador, 1979. *Anais*, SBG/Ba, SME - CPM, 1981, pp. 158-163.
11. Fontes, C.Q. et al. - 1978 - Projeto Jequitinhonha, escala 1:250.000. CPRM/DNPM.
12. Pedrosa-Soares, A.C. & Saadi, A. - 1989 - O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. (Este Simpósio).
13. Pedrosa-Soares, A.C.; Monteiro, R.L.B.P.; Correia-Neves, J.M.; Leonardos, O.H. & Fuzikawa, K. - 1987 - Metasomatic evolution of granites, Northeast Minas Gerais, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):512-518.
14. Correia-Neves, J.M.; Pedrosa Soares, A.C. & Marciano, V.R.P.R.O. - 1986 - A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):106-118.
15. Sigã Jr., O. - 1986 - A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Mestrado, 140 p., IG-USP.

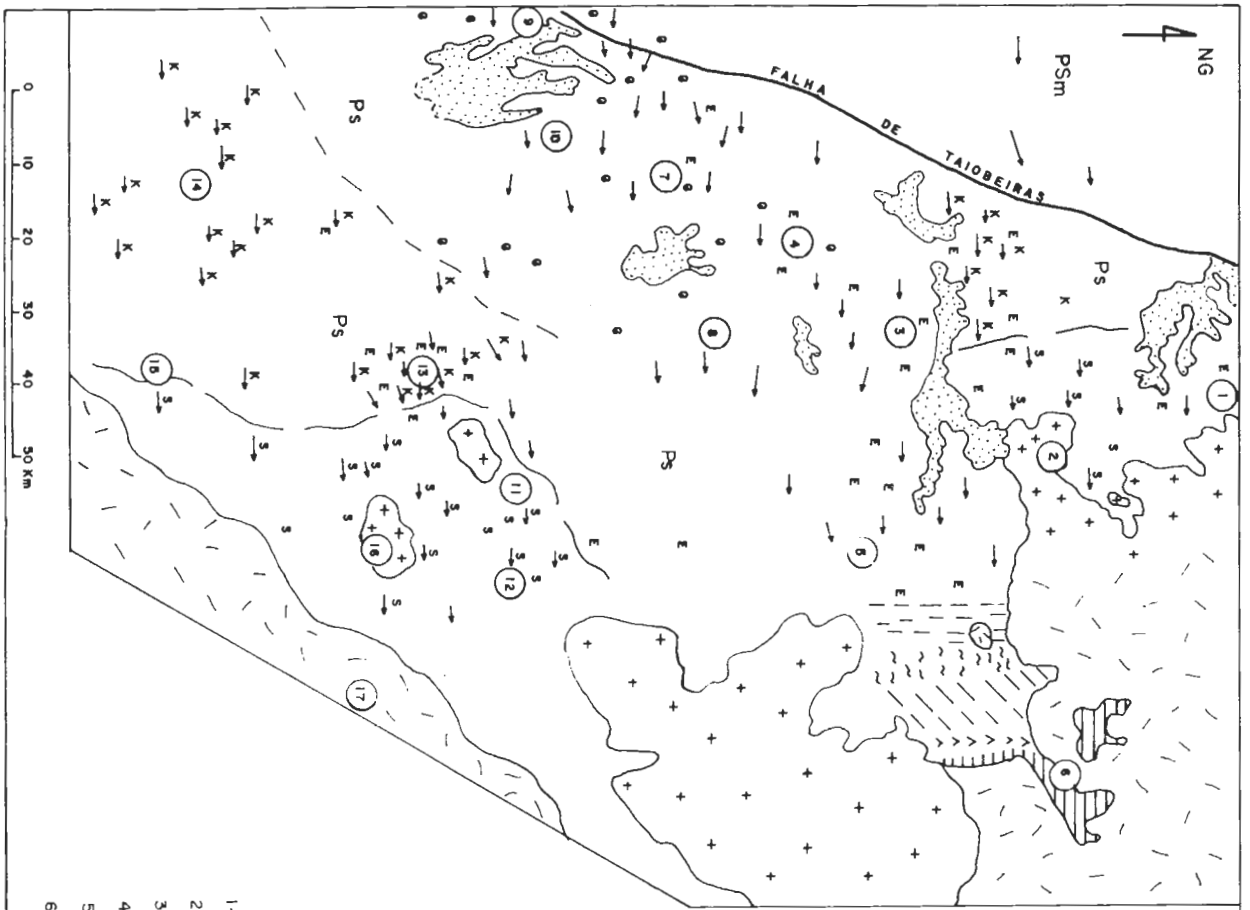


FIG. 1 - ESBOÇO METAMÓRFICO DE PARTE DA FAIXA ARACUAI NO NORDESTE DE MINAS GERAIS. (Zoneografia metamórfica entre Itinga e Aracuai segundo Costa 1987)

PROTEROZOÍCO SUPERIOR
EOPALEOZOÍCO

Pacotes espessos de sedimentos clásticos terciários.
 Granitos intrusivos Tardi- a pós-tectônicos.
 Grupo Macaúbas: meta- paraconglomerados, filitos, quartzitos, xistos, meta- ortoconglomerados restritos.
 Unidade Solinas: quartzo- mica xistos dominantes, quartzitos, xistos grafitosos, xistos carbonáticos, gnaissés, anfibolitos, calcio- silicáticos paraderivados, BIF's, meta- ortoconglomerados.
 Gnaissés, migmatitos, metatexistos e diatexistos, de idades diversas.

Lineação mineral
 Granada
 Estaurólita
 Cianito
 Sillimanita
 Andaluzita + estaurólita
 Andaluzita
 Cordierita + andaluzita
 Sillimanita + cordierita
 Cordierita
 Cianito.
 Sillimanita.
 Contato.

- | | | |
|-------------------|---------------------|-----------------------|
| 1- Rubellita | 7- Chapoda do Norte | 13- Ribeirão da Folha |
| 2- Coronel Murta | 8- Francisco Badoró | 14- Capelinha |
| 3- Virgem da Lapa | 9- Turmalina | 15- Vila dos Anjos |
| 4- Berilo | 10- Minas Novas | 16- Lambari |
| 5- Arocuai | 11- Granjas | 17- Novo Cruzeiro |
| 6- Itinga | 12- Queixada | |

DES.: ANGELA M. M. PINHO

O SEGMENTO MERIDIONAL DA FALHA DE TAIOBEIRAS, MG*

A.C. Pedrosa-Soares (IGC-UFMG)

Allaoua Saadi (IGC-UFMG)

* Auxílios do CNPq e FAPEMIG

A Falha de Taiobeiras (1), também chamada Falha de Salinas (2), foi considerada por vários autores como uma falha de empurrão ou inversa (1 a 8), que limita o Grupo Macaúbas típico, a oeste, da Unidade Salinas, a leste (Fig. 1). Aerofotos, imagens de radar e satélite e mapas topográficos mostram que a Falha de Taiobeiras é indicada por um lineamento quase retilíneo, que apresenta, a partir de Salinas, curvatura aberta concordante com o arco descrito pela Faixa Araçuaí. Este lineamento tem direção desde francamente NE no alto e médio Araçuaí, a marcadamente NNE deste rio até Salinas. Este comportamento concorda, em grande parte, com as variações do "trend" estrutural dado, predominantemente, pela xistosidade principal da Unidade Salinas (Fig. 1).

O Rio Araçuaí, entre os córregos Lourenço e Farias, a oeste de Turmalina, apresenta-se fortemente encaixado segundo a Falha de Taiobeiras. Ali, os principais elementos estruturais (vide também 9) são: xistosidade principal (S_1), paralela ao acamamento, segundo N20-40E/5°-15° SE; lineação de estiramento/mineral a 80-100/0°-15°; clivagens espaçadas (clivagens de fratura) segundo N10-20E e N20-40W ambas subverticais a verticais. Dobras micro- e mesoscópicas assimétricas e apertadas, com eixos a NE/mergulho baixo, amarrotam a xistosidade principal e eventualmente, evoluem para dobras complexas cujos eixos tendem a paralelizar-se com a lineação de estiramento. Uma clivagem de crenulação (S_2) às vezes associa-se a estas dobras. Feições de cisalhamento dúctil destacam-se, principalmente, nas rochas meta-conglomeráticas (Fig. 2). A foliação milonítica, coincidente com a xistosidade principal, pode apresentar micro-plissamento cuja lineação de crenulação orienta-se a N15E/horizontal. Os indicadores cinemáticos (9) evidenciam transporte de leste para oeste. As paragêneses a quartzo+biotita+moscovita+carbonato+granada+estauroлита dos xistos, quartzitos micáceos e da matriz psamo-pelítica dos conglomerados, indicam que o metamorfismo situa-se na transição xisto verde/anfibolito (9), sem apresentar mudanças bruscas de um lado

a outro da Falha de Taiobeiras.

A Fig. 2 mostra um perfil composto desde a alta encosta sul do Córrego Mato Grande (NW-SE), seguindo alinhamento W-E da foz do Ribeirão Santo Antônio até o Córrego Fanha. Neste corte, tomado como exemplo, observa-se rejeito em torno de 200m entre os níveis com para-conglomerados (meta-diamictitos). Estas intercalações não foram encontradas, acima da cota 550m, a leste do Araçuaí, desde o baixo vale do Rio Itamarandiba. Nas margens do Araçuaí encontram-se, eventualmente, cataclasitos e próximo à foz do Córrego Lourenço ocorrem diques de rochas básicas amigdalares não deformadas, nem metamorfisadas.

Do ponto de vista morfológico, destacam-se dois níveis de chapadas separadas pelo vale do Araçuaí. A oeste, o Chapadão de Acauã é alongado e inclinado de SW para NE, entre altitudes médias de 940 a 900m, com um topo a 1020m a SW de Acauã. A leste do Araçuaí, o Chapadão de Turmalina constitui um plano sub-horizontal em altitude média de 830m. Vários níveis de dissecação, entre 500 e 750m, ocorrem entre os dois chapadões e em direção a Minas Novas e Chapada do Norte. Segundo King (10), os dois chapadões representariam o nível de pediplanação Sul-Americano (neógeno), regularmente inclinado para leste e os níveis de dissecação posteriores, o Ciclo Velhas. O Chapadão de Acauã eleva-se sobre o Rio Araçuaí por uma escarpa sub-vertical de 350m.

Os sedimentos cenozóicos estudados ocorrem sob duas formas. Sobre o Chapadão de Acauã observam-se apenas formas de corte e preenchimento, representadas por paleo-canais fluviais, entulhados por camadas areno-silto-argilosas intercaladas com lençóis de seixos fluviais. As correntes eram orientadas para leste. Colúvios areno-argilosos vermelhos, suspensos na borda do chapadão, recobrem os paleo-canais (estes estão representados com espessuras exageradas nas Figs. 2 e 3). Solos eluviais lateríticos dominam o restante do chapadão. O Chapadão de Turmalina apresenta 80m de sedimentos areno-silto-argilosos, compactos e localmente, estratificados com lençóis de seixos de quartzo arredondados (Fig. 2). Estes sedimentos, texturalmente e morfológicamente imaturos e mal estratificados, apresentam vários níveis lateríticos, assemelhando-se ao termo superior da Formação Barreiras. Evidenciam deposição fluvial rápida. Constituem uma camada contínua que fossiliza um plano erosivo a 750m.

Os lineamentos estruturais efetuam estreito controle sobre a morfologia, em escalas local e regional. A forma das chapadas a leste da Falha de Taiobeiras é determinada por fraturas e/ou falhas de

direções N e NE. Dentro do vale do Araçuaí, a oeste de Turmalina, o controle tectônico da morfogênese é expresso pelos alinhamentos de cristas e as escadarias de vales suspensos determinadas pelos lineamentos paralelos à Falha de Taiobeiras. A drenagem instalada sobre os sedimentos cenozóicos das chapadas orientais é, também, controlada pelos lineamentos estruturais (7).

Os dados apresentados permitem concluir que:

- As relações geométricas entre a foliação milonítica de mergulho muito baixo, a lineação de estiramento com "rake" alto e o traço topográfico retilíneo do lineamento, evidenciam que a Falha de Taiobeiras não representa falha de empurrão ou transcorrente.

- O rejeito entre os níveis com meta-paraconglomerados (Fig.2), a ocorrência de cataclasitos, a disposição das superfícies de aplainamento e dos sedimentos cenozóicos, indicam tratar-se de uma falha de alto ângulo, ativa na fase de deformação rúptil pré-cambriana (provavelmente associada às clivagens espaçadas) e reativada no Cenozóico. As rochas básicas amigdalares, provavelmente, representam magmatismo cenozóico na zona de falha. O crescimento gradual do metamorfismo regional indica que o rejeito da Falha de Taiobeiras não deve ser grande.

- Certamente, o nível de aplainamento fossilizado na base do pacote sedimentar do Chapadão de Turmalina corresponde à superfície neógena do Chapadão de Acauã. Desta forma, o rebaixamento tectônico do bloco oriental é da ordem de 150-200m, como também indicado pelo rejeito das intercalações com meta-paraconglomerado (Fig. 2).

- A geometria diferenciada das ocorrências sedimentares cenozóicas permite concluir que a bacia do bloco oriental rebaixado foi preenchida com depósitos espessos de leques aluviais, a partir de canais que drenavam os regolitos do bloco ocidental. As características sedimentológicas apontam para rápidas erosão e deposição, com transporte curto.

Há indícios seguros de continuação da atividade tectônica durante o Quaternário, visto que os lineamentos estruturais da Unidade Salinas afetam a rede de drenagem dos chapadões orientais, apesar da interposição de 80 a 100m de sedimentos. Falhas cenozóicas pós-sedimentares, afetando paleo-canais do Chapadão de Acauã, foram reconhecidas (11).

Regionalmente, feições semelhantes com relação aos depósitos cenozóicos são observadas nas vizinhanças de Virgem da Lapa.

A Fig. 3 procura, tentativamente, relacionar a Falha de Taiobeiras com o "front" de empurrão Macaúbas/Espinhaço. Sugere, tam-

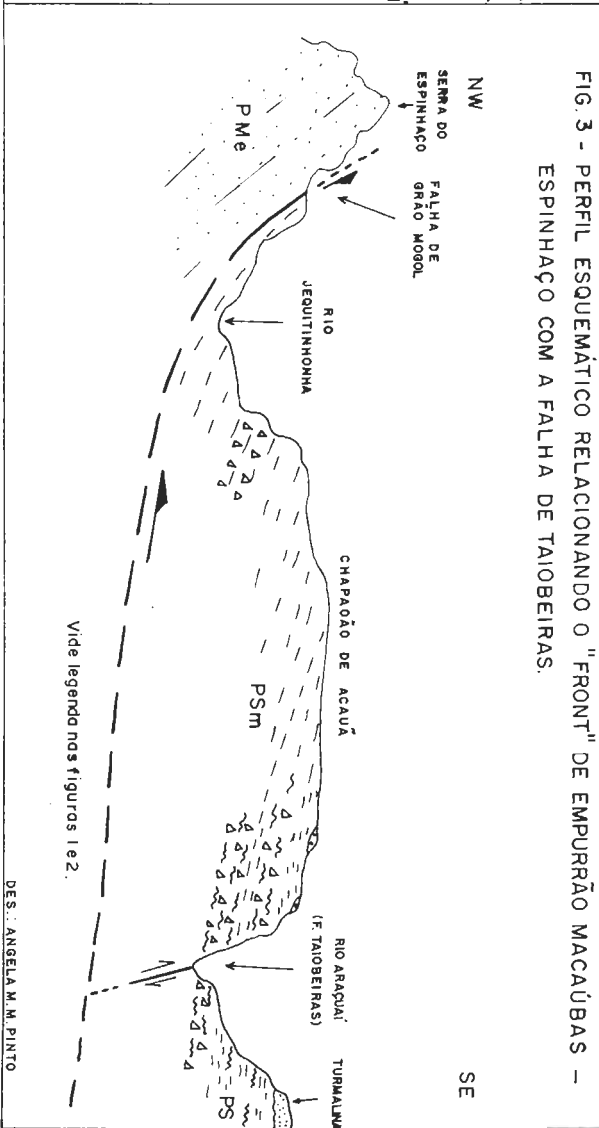
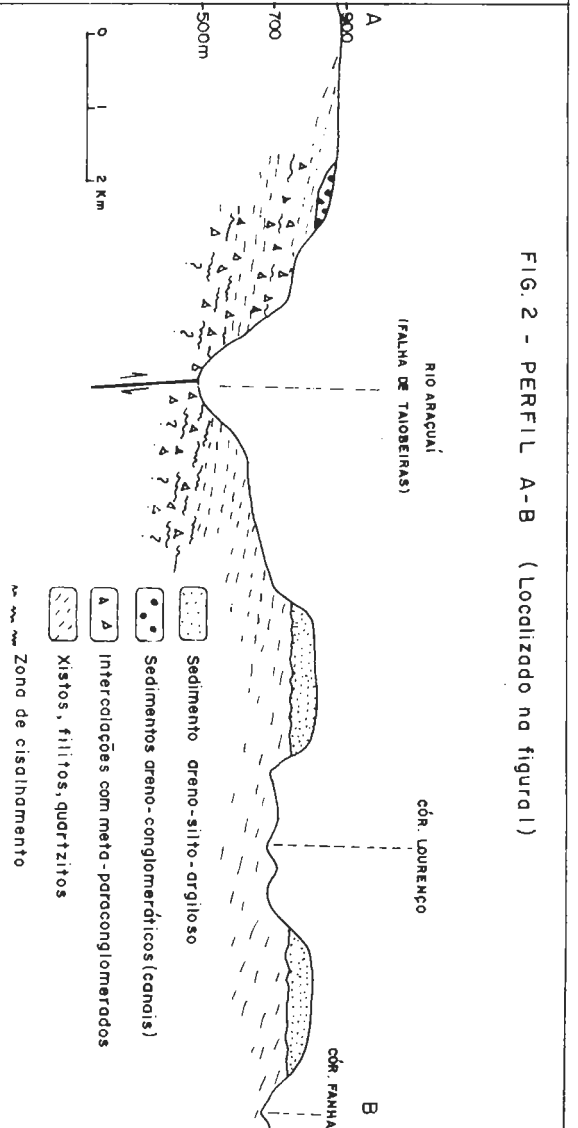
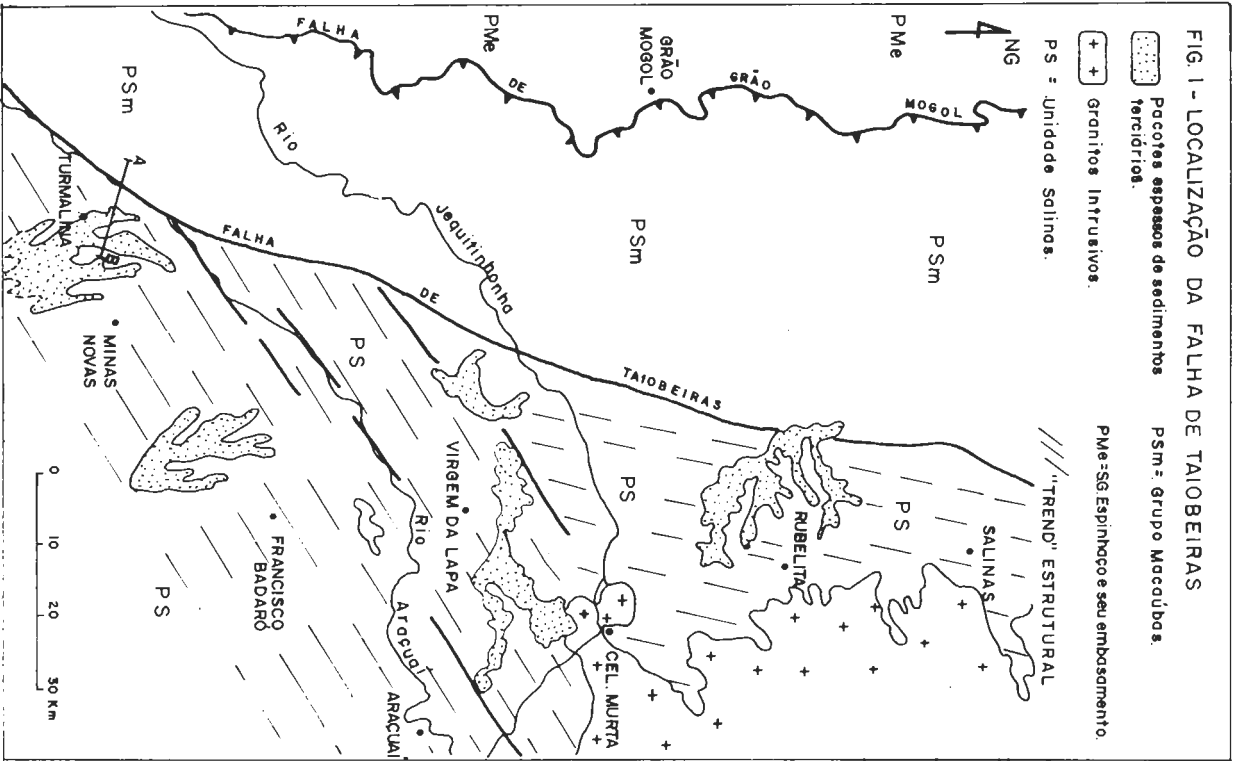
bém (2,7,9) que a Unidade Salinas constitui uma sequência distal da sedimentação Macaúbas.

AGRADECIMENTOS:

Aos colegas Marcos Hartman, Maurício G. Ferreira e C.A. Rosière pelas discussões. Às ex-bolsistas Adriana J. de Lima, Maria Antonieta A. Mourão, Maria José R. de Oliveira e ex-orientandos do trabalho de graduação sobre a Falha de Taiobeiras. Aos órgãos financiadores, CNPq e FAPEMIG.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Jardim, F.G.; Araújo, A.G.; Lima, J.O.A.; Mello, M.P. de & Martins, P.P. - 1980 - Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha. Relat. Final. CETEC-MG, Belo Horizonte.
2. Fontes, C.Q. et al. - 1978 - Projeto Jequitinhonha, 1:250.000. CPRM-DNPM.
3. Costa, M.T. da & Romano, A.W. - 1976 - Mapa Geológico do Estado Minas Gerais, 1:1.000.000. IGA-MG, Belo Horizonte.
4. Schobbenhaus et al. - 1978 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Belo Horizonte. DGM-DNPM.
5. Schobbenhaus et al. - 1981 - Mapa Geológico do Brasil, escala 1.2.500.000. DGM-DNPM.
6. Pedrosa-Soares, A.C.; Leonardos, O.H. & Correia-Neves, J.M. - 1984 - Aspectos metamórficos de sequências supracrustais da Faixa Araçuaí em Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais..., SBG, 7:3056 - 3068.
7. Karfunkel, J.K.; Schmidt, J.C. & Karfunkel, B.S. - 1981 - Contribuição à estratigrafia e tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, 1979. Anais, SBG/Ba, SME-CPM, 1981, pp. 158-163.
8. Karfunkel, J.; Pedrosa-Soares, A.C. & Dossin, I.A. - 1985 - O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: uma revisão. In: Simp. Geol. MG, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais..., SBG/MG, Bol. 5, p. 45-59.
9. Lima, A.J. de; Pantuzzo, F.L.; Queiroz, F.T. de; Andrade, L.C. B. de, Mourão, M.A.A. & Pessoa, P.F.P. - 1988 - Caracterização da Falha de Taiobeiras com base em aspectos estruturais, sedimentológicos e geomorfológicos na região entre Turmalina e Santa Rita, NE de Minas Gerais. Trabalho de Graduação, 125 p., Deptº de Geologia - UFMG.
10. King, L. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geog., 18(2):3-121.
11. Saadi, A. - 1989 - Importância da neotectônica na morfogênese do Leste e do Sul Mineiro. In: Cong. Assoc. Bras. Estudos do Quaternário, 1989, Rio de Janeiro. No prelo.



DES.: ANGELA M. M. PINTO

METODOLOGIA UTILIZADA NA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA POR IMAGENS DE SATÉLITE DA SERRA DO ESPINHAÇO E ADJACÊNCIAS, REGIÃO DE ESPINOSA (MG).

Britaldo Silveira Soares Filho
Metais de Minas Gerais S/A - METAMIG

ABSTRACT

This paper describes the application of Landsat - TM imagery to geologic mapping of Serra do Espinhaço and surroundings in the vicinity of Espinosa city (MG). Spatial and spectral attributes were treated and analysed apart. The digital enhancing techniques used involve spatial filtering and decorrelation stretch. As results, the imagery data were successfully utilized to discriminate structures and geologic units.

1. INTRODUÇÃO

O recente advento de novos sensores imageadores a nível orbital, como o "Thematic Mapper" (TM) - Landsat-5 e HRV-SPOT1, trouxe consigo significativos avanços tecnológicos em termo de melhores resoluções, espacial, espectral e radiométrica. Isso permitiu a aplicação dessas imagens em estudos de maior escala, como também a melhor discriminação espectral de materiais da superfície terrestre. Contudo, verifica-se que, comumente, estudos geológicos por imagens de satélite têm falhado em explorar ao máximo o potencial dessa ferramenta de vido ao grande volume de dados presentes nas imagens.

Este trabalho descreve a aplicação de técnicas de processamento de imagens para o realce da mostra da informação geológica. Seu principal objetivo é contribuir para o desenvolvimento metodológico de utilização de imagens de satélite na cartografia geológica

2. CONTEXTOS FISIAGRÁFICO E GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

A área objeto de estudo, cobrindo uma extensão de 300 km², situa-se no município de Espinosa (MG), na divisa desse Estado com o da Bahia. Caracteriza-se por um clima quente, com estação seca bem acentuada e precipitação média anual de 750 a 800 mm. Via de regra, a vegetação dominante é o cerrado, aparecendo manchas de caatinga, flo

resta decidual e zonas de transição fitoecológicas.

Contribuições prévias à cartografia geológica da área de estudo são restritas aos trabalhos de Moutinho da Costa et alii (1976), Moraes et alii (1980) e Fernandes et alii (1982). As unidades estratigráficas reconhecidas nessa região, da mais antiga para a mais nova, são as seguintes: Complexos Caraíba-Paramirim e Santa Isabel, Grupo Serra de Inhaúma e Supergrupo Espinhaço.

3. MATERIAL E MÉTODOS

A passagem do sensor TM-Landsat-5 selecionada foi de 13.09.85 – época equivalente ao final da estação seca – órbita 218, ponto 70, quadrante D, e com ângulos solares de elevação e azimute respectivamente de 50° e 65° . Essa imagem, compreendendo o conjunto de 6 bandas espectrais (TM1: 0,45-0,52 μm /azul; TM2: 0,52-0,60 μm /verde; TM3: 0,63-0,69 μm /vermelho; TM4: 0,76-0,90 μm /infravermelho; TM5: 1,55-1,75 μm /infravermelho e TM7: 2,08-2,35 μm /infravermelho), foi processada, utilizando-se "software" e "hardware" SITIM, que é um sistema de tratamento de imagens baseado em microcomputador e desenvolvido pelo INPE (Instituto de Pesquisas Espaciais).

O processo de interpretação fotogeológica é algo complexo, pois baseia-se tanto no reconhecimento dos atributos espectrais (diferenças de reflectâncias entre os materiais geológicos) como nos atributos espaciais (elementos de textura). Como a informação geológica em imagens de satélite está estruturada em níveis de informação (Feng, 1985), sendo que somente os primeiros níveis (variação topográfica e contraste entre vegetação e solo-rocha) são prontamente reconhecidos, torna-se interessante o realce em separado de cada tipo de atributo e posterior integração dos resultados.

O padrão e arranjo dos elementos de textura são mais facilmente extraídos de imagens monocromáticas, devido a melhor resposta da percepção visual às altas taxas de frequência espacial em preto e branco (Drury, 1986). A técnica de realce empregada é o realce de borda por filtragem linear. Essa técnica facilita o reconhecimento visual de feições lineares, tais como fraturas, falhas e foliação.

A análise dos atributos espaciais foi realizada segundo o método "Sistemático da Fotointerpretação" (Veneziani e Anjos, 1982), utilizando-se a banda TM4 após a filtragem. O contraste espectral entre a cobertura vegetal e o conjunto solo-rocha é menor nessa banda, re

sultando numa maior homogeneidade tonal, a qual favorece a observação do intérprete para a variação topográfica.

Os atributos espectrais, por sua vez, são melhor visualizados em composições coloridas. Esse tipo de apresentação explora a vantagem da visão humana ser mais capaz de discriminar cores do que tons de cinza, ou seja, a percepção de cerca de milhares de cores contra 16 a 32 tonalidades para um observador médio (Slater, 1980). Outro ganho é a possibilidade de apresentação integrada de três conjuntos de dados ou bandas espectrais. Das 20 combinações possíveis entre as 6 bandas empregadas do sensor TM, foram escolhidas as composições 3-5-7 e 1-5-7, como as de maior conteúdo de informação geológica. Contudo, devido a forte correlação entre os dados de reflectância de solos e rochas, as sutis diferenças espectrais entre esses materiais, embora presentes (3º nível de informação), são dificilmente reconhecidas em composições coloridas convencionais. Para tanto, empregou-se a técnica de ampliação de contraste por descorrelação de bandas. Essa técnica possibilita o aumento da saturação das cores sem alterar os matizes da composição original. Por isso, a cor realçada pode ainda ser utilizada para interpretar feições de absorção causadas por minerais tais como limonita e goethita nas bandas TM1 e TM3 e carbonatos e argilo-minerais na banda TM7

4. RESULTADOS E CONCLUSÃO

O emprego de técnicas de processamento digital de imagens permitiu a otimização da mostra da informação geológica contida nas imagens do sensor TM/Landsat-5. Com isso foi possível mapear na escala 1:50.000 a área em questão, utilizando-se de um mínimo controle de campo (Figura 1).

Solos associados às rochas máficas foram discriminados devido à presença do íon férrico que ocasiona bandas de absorção no azul. Já as rochas ultramáficas foram identificadas em consequência do baixo albedo característico de seus solos. Das litologias do Supergrupo Espinhaço, foram discriminadas camadas de quartzitos (unidades E2 e G) exibindo bandas de absorção no TM7, possivelmente em decorrência da maior presença de óxido de alumínio ou argilo-minerais; camadas de quartzitos mostrando fraca absorção no TM3 (unidades B e E1) e por último, camadas de metapelitos em função de seus solos derivados, os quais exibem albedo relativamente baixo e baixa reflectância na banda TM5.

5. AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Dr. Raimundo Almeida Filho, orientador acadêmico e a todos aqueles membros do INPE e da METAMIG que de um modo direto ou indireto participaram e apoiaram a elaboração deste trabalho.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DRURY, S.A. 1986 - Remote sensing of geological structure in temperate agricultural terrains. Geological Magazine, 123(1):113-120.

FENG, M. 1985 - Toward intelligent image processing for geological applications. In: I.S.R.S.E. THEMATIC CONFERENCE: REMOTE SENSING FOR EXPLORATION, S.F., 1985. Proceedings. Ann Arbor, Erim. V. 2, p. 245-254.

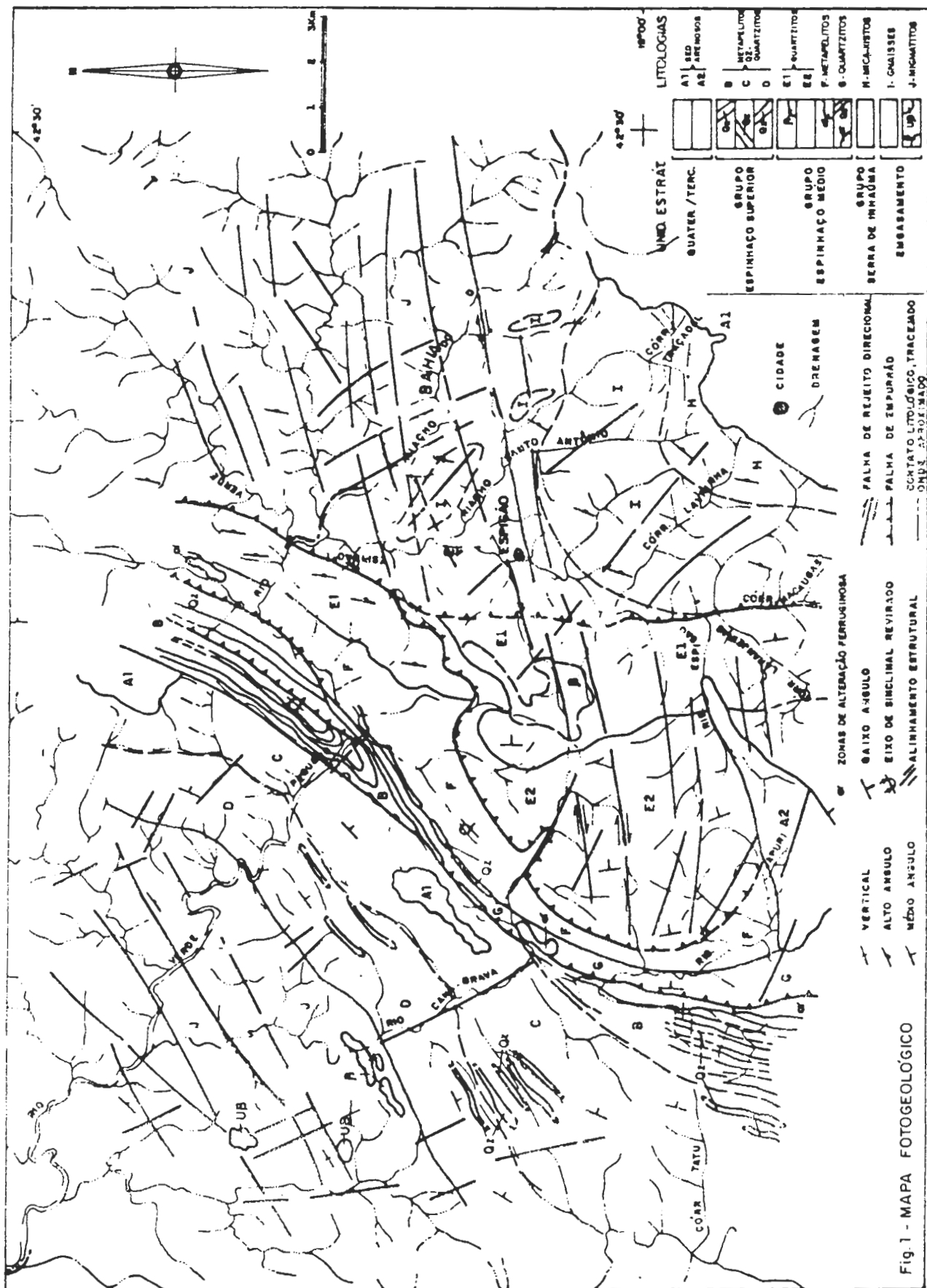
FERNANDES, P.E.C.A. et alii, 1982 - Geologia. In: Projeto RadamBrasil. Folha SD.23 Brasília. R.J., cap. 1, p. 25-205.

MORAES, L.C. et alii, 1980 - Projeto Brumado - Caetité; Relatório Final. Salvador. DNPM/CPRM, v. 1.

MOUTINHO DA COSTA, L.A. et alii. 1976 - Projeto Leste do Tocantins/ oeste do Rio São Francisco; Relatório Final. R.J. - DNPM/CPRM/PROSPEC, 11 v.

SLATER, P.N. - 1980 - Remote sensig optics and optical systems. London, Addison - Wesley, 525 p.

VENEZIANI, P & ANJOS, C.E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia. (INPE-2227-ND/014).



des. 618/710

RESULTADOS PRELIMINARES DA GEOCROLOGIA U/Pb
NA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

Nuno Machado (Royal Ontario Museum)
Alfonso Schrank (UNICAMP - Instituto de Geociências)
Francisco Robério de Abreu (UNICAMP - Instituto de Geociências)
Luiz Guilherme Knauer (UFMG/Departamento de Geologia)
Pedro Angelo Almeida Abreu (UFMG/Centro de Geologia Eschwege)

1 - INTRODUÇÃO

Os terrenos do Pré-Cambriano aflorantes na Serra do Espinhaço Meridional são comumente enquadrados dentro da chamada Província Mantiqueira (cf. ALMEIDA & LITWINSKI, 1984). Apesar da existência de inúmeras controvérsias, o modelo estratigráfico mais aceito para a região inclui duas unidades do Arqueano (Complexo Basal e Supergrupo Rio Paraúna), uma do Proterozóico Inferior (Supergrupo Minas ou Sequência Itabirítica), uma do Proterozóico Médio (Supergrupo Espinhaço) e uma do Proterozóico Superior (Grupo Macaúbas). A oeste da serra ocorrem os metassedimentos de baixo grau do Grupo Bambuí e a leste o conjunto heterogêneo do chamado Complexo Gnáissico-Granítico.

Tendo em vista as principais controvérsias ainda existentes, foram coletadas amostras de algumas das unidades constituintes da serra para determinação geocronológica pelo método U/Pb. O tratamento destas amostras seguiu as técnicas analíticas descritas por KROGH (1973, 1982a, 1982b) e o programa de regressão linear proposto por DAVIS (1982)

2 - UNIDADES AMOSTRADAS E RESULTADOS PRELIMINARES

O Complexo Basal compreende granitos, migmatitos, gnaisses, restritos corpos anfibolíticos e pequenas injeções pegmatíticas (SCHÖLL & FOGAÇA, 1979), aflorando nas porções mais centrais da serra, admitindo-se uma idade por volta dos 2,8 G.a. (BRITO NEVES, et al., 1979). Foram tratadas duas amostras de granitóides da região de Gouvêia, e as três frações de zircões obtidas forneceram uma discordância com intercepto superior em 2839+/- 14 M.a. e inferior em 1844+/- 15 M.a. .

O Supergrupo Rio Paraúna corresponde a uma sequência composta por metavulcanitos ultramáficos, máficos e félsicos e metassedimen-

tos clásticos e químicos, considerados por FOGAÇA et al (1984) como restos de um "greenstone belt". Foram coletadas duas amostras de metariolitos desta unidade, uma da região de Pedro Pereira e outra da região de Ouro Fino. Os zircões da primeira amostra forneceram discórdia com intercepto superior em 2971 +/- 16 M.a. e inferior em 1844 +/- 15 M.a., enquanto os da segunda produziram discórdia com intercepto superior em 2049 +/- 2 M.a.

A principal unidade constituinte da serra é o chamado Supergrupo Espinhaço, que corresponde a uma espessa sequência predominantemente metassedimentar dividida em oito formações por PFLUG (1968). Suas duas formações mais basais (São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) incluem também metamagmatitos básicos e ácidos, estes últimos com idades por volta dos 1,77 G.a. segundo BRITO NEVES et al. (op. cit.).

Um corpo de metamagmatitos ácidos da região de Conceição do Mato Dentro, com textura porfiróide, mostrou zircões com núcleos preservados e sobrecrecimentos prismáticos, estes últimos definindo uma discórdia com intercepto superior em 1711 +/- 4 M.a. Os zircões de outra amostra, mais foliada, da região do Serro, forneceram idade de 1715 +/- 2 milhões de anos.

Muito comuns na Serra do Espinhaço são rochas básicas metamorfisadas em baixo grau, constituindo "sills", "plugs" e diques de colocação anterior à deposição das rochas do Grupo Macaúbas. Uma idade de 906 +/- 2 milhões de anos foi obtida através do tratamento de duas frações de badeleíta e uma zircão de um "sill" de metadiabásio porfiróide da região de Pedro Lessa.

O Grupo Macaúbas é constituído predominantemente por metassedimentos de origem em parte glacial, com intercalações de metamagmatitos básicos e ácidos (KARFUNKEL & KARFUNKEL, 1976; SCHRANK et al., 1978). Três frações de sobrecrecimentos prismáticos de zircões de um corpo de metaignea ácida da região de Desembargador Otoni, mapeado no Grupo Macaúbas, definiram uma idade concordante de 1752 +/- 2 milhões de anos.

A leste da serra aflora o conjunto heterogêneo do Complexo Gnáissico-granítico, que segundo ALMEIDA & LITWINSKI (1984) inclui desde rochas de médio e alto grau do Arqueano (predominantes) até fragmentos de "greenstone belts" e rochas originadas a partir de metassedimentos proterozóicos. As análises de duas frações de sobrecrecimentos de zircões e uma de titanita retiradas de migmatito desta unidade (região de Senhora do Porto) forneceram uma idade 512 +/- 5 Ma, que corresponde a principal fase de deformação e metamor-

fismo do conjunto.

3 - INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

Os dados apresentados anteriormente, ainda que preliminares, permitem, através de sua interpretação, algumas conclusões, entre as quais se destacam:

a) Confirmação das idades arqueanas do Complexo Basal e do Supergrupo Rio Paraúna, que foram afetados por importantes processos metamórficos no Proterozóico Inferior (1844 +/- 15 M.a.);

b) O início da deposição das rochas do Supergrupo Espinhaço situa-se no Proterozóico Inferior, limitado pela idade do metamorfismo das unidades pré-Espinhaço (1844 +/- 15 M.a.) e do magmatismo ácido das suas formações basais (1715 +/- 2 M.a.);

c) Pelo menos parte do que hoje é cartografado como Grupo Macaúbas corresponde, em realidade, a fatias tectônicas do Supergrupo Espinhaço, como demonstrado pela idade de 1752 +/- 2 M.a. obtida no metamigmatito ácido da região de Desembargador Otoni;

d) A idade do metabasito da região de Pedro Lessa (906 +/- 2 M.a) pode ser preliminarmente utilizada como limite inferior para a deposição das rochas do Supergrupo São Francisco; e

e) A idade de 512 +/- 5 M.a. obtida no migmatito de Senhora do Porto serve como estimativa inicial para a idade da deformação que afetou as rochas do Supergrupo São Francisco e unidades mais antigas.

4 - AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a todas as pessoas e instituições que possibilitaram direta ou indiretamente a realização deste trabalho, em especial aos doutores W.S.FYFE e T. KROGH, ao pessoal do laboratório geocronológico do Royal Ontario Museum, a C.I.D.A. (Canadá), à UNICAMP e à UFMG.

5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. e LITWINSKI, N. (1984) - "Provincia Mantiqueira - setor Setentrional", in F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (ed) "O Pré-Cambriano do Brasil", Ed. E. Blucher Ltda, pp.282-307, São Paulo.
- 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.

- DAVIS, D.W. (1982). Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Can. Jour. Earth Sci.*, 19: 2141-2149.
- FOGAÇA, A.C.C.; ALMEIDA ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D. - (1984) - "Estratigrafia da sequência supra-crustal na porção mediana da Serra do Espinhaço Meridional, MG". In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG.* v.6, p. 2654-2667.
- KARFUNKEL, B. e KARFUNKEL, J. (1976) - "Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais". *in Congr. Bras. Geol.*, 29^o, *Anais*, 2:179-188, Ouro Preto.
- KROGH, T.E. (1973). "A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37: 485-494.
- KROGH, T.E. (1982a) "Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46: 631-636.
- KROGH, T.E. (1982b). "Improved accuracy U-Pb ages by the creation of more concordant fractions using an air abrasion technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 46:637-649.
- PFLUG, R. (1968) - "Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DFPM., *Boletim* 213, 37pp., Rio de Janeiro.
- SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. (1979) - "Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina, MG". In: *Simp. Geol. Minas Gerais*, 1, Diamantina, 1979. *Bol... Belo Horizonte, SBG.* v.1,p. 55-73.
- SCHRANK, A.; DOURADO, B.C.V. e BIONDI, J.C. (1978) - "Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhonha, MG". *Cong. Bras. Geol.*, 30^o, *Anais*, 3:1323-1327, Recife.

GEOLOGIA DA BORDA NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (REGIÃO DE MENDANHA A SÃO GONÇALO DO RIO PRETO, MG)

Alexandre Uhlein (*)

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves (*)

(*) Centro de Geologia Eschwege - UFMG

INTRODUÇÃO

A região estudada, desde Mendanha (pertencente ao município de Diamantina) até São Gonçalo do Rio Preto (ex-Felisberto Caldeira), compreende uma área de aproximadamente 600Km², situada cerca de 25 a 55Km da cidade de Diamantina, na borda nordeste da Serra do Espinhaço Meridional. Esta área foi mapeada em diversas escalas com a colaboração de estudantes de geologia, integrando o programa de mapeamento geológico do Centro de Geologia Eschwege, a partir de 1986. O objetivo do trabalho é apresentar dados sobre a geologia da região, muito pouco conhecida até então, e procurar integrá-la às regiões mais estudadas a sul. Os principais estudos de reconhecimento geológico que abrangem a área mapeada são os de Gorlt (1972), Fontes et al. (1978) e Bettega & Rocha (1986).

ESTRATIGRAFIA

Na área pesquisada ocorrem rochas do Complexo Basal, Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco (Grupo Macaúbas), além de coberturas detríticas lateritizadas (Formação São Domingos), conforme mostrado nas figuras 1 e 2. O Complexo Basal, possivelmente de idade arqueana, aflora a leste, sobreposto tectonicamente aos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. É constituído por biotita-gnaisses e xistos miloníticos intensamente alterados.

O Supergrupo Espinhaço aflora a oeste, em extensão regional e a leste-sudeste, como cunha tectônica, embutido no Grupo Macaúbas. É constituído pela Formação Sopa-Brumadinho, que apresenta quartzitos grosseiros a conglomeráticos na margem oeste do Rio Jequitinhonha e quartzitos grosseiros, médios e finos, às vezes feldspáticos, com lentes de metassiltitos argilosos e quartzitos finos, na margem direita do mesmo rio. Os quartzitos mostram estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Estas litofácies correspondem a um sistema de leques aluviais, mediano a distal em direção a leste.

O Grupo Macaúbas compreende a maior parte da área mapeada e apresenta, na base, um metadiamicrito correlacionável ao nível "B" de Hettich (1977), ou à Formação Terra Branca de Karfunkel & Karfunkel (1976). Aci

ma estratigraficamente, ocorrem meta-ritmitos argilo-arenosos (nível "C"), quartzitos com seixos e quartzitos finos com níveis centimétricos de filitos (nível "D"), xistos verdes metabasálticos (nível "E") e, no topo, quartzitos finos com intercalações de filitos ou xistos finos, metamargas e recorrências de xistos verdes (nível "F"). O contato entre a Formação Sopa-Brumadinho e o nível B é marcado por uma importante discordância erosiva que, regionalmente, separa o Supergrupo Espinhaço do Grupo Macaúbas. As litofacies do Grupo Macaúbas correspondem a uma sedimentação glacio-marinha turbidítica, em provável contexto plataformar. Os xistos verdes metabasálticos correspondem a derrames sub-aquáticos (presença de "pillow-lavas"), tufos e brechas autoclásticas (Bettega & Rocha, 1986).

GEOLOGIA ESTRUTURAL

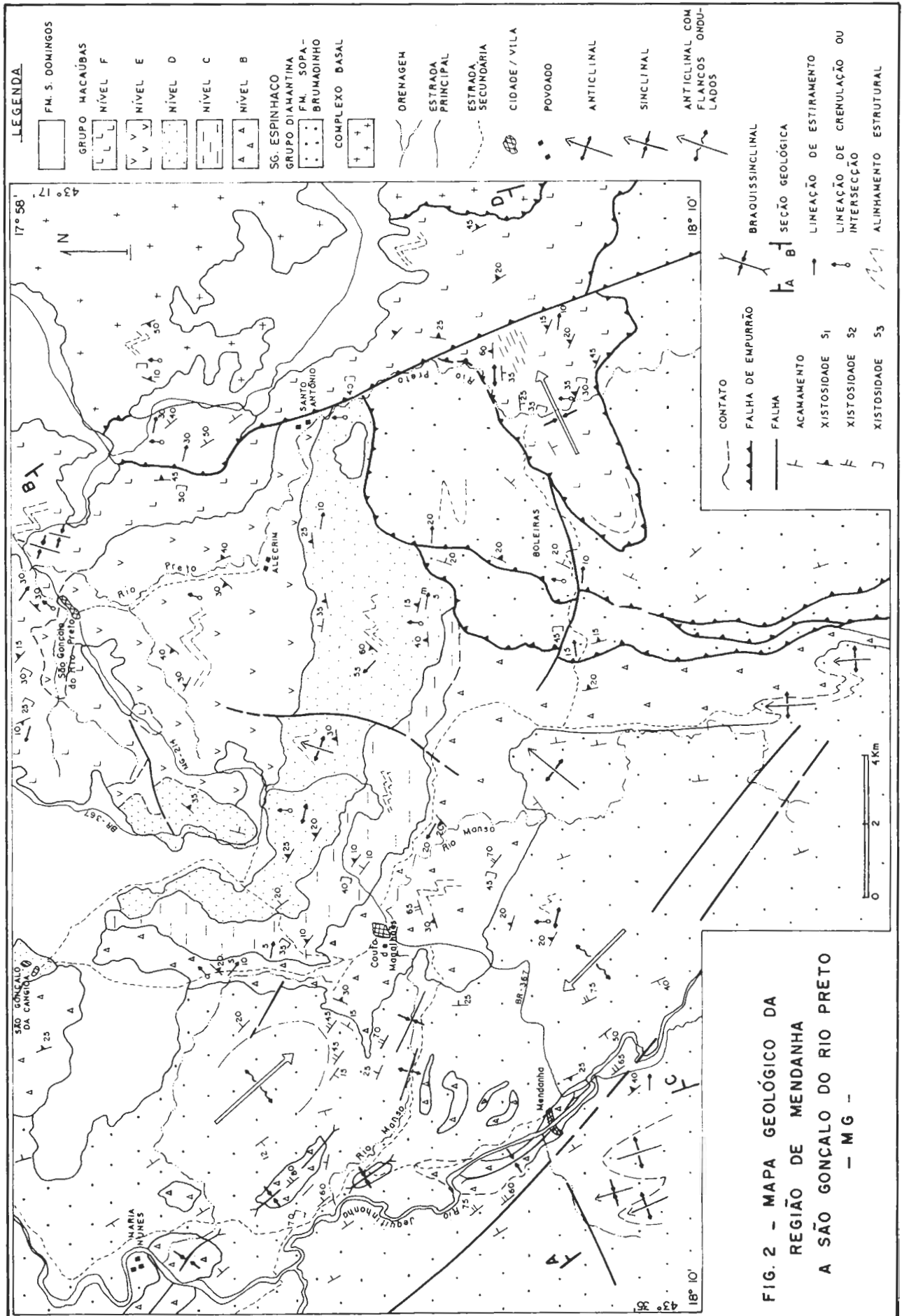
A deformação é a mesma nas diversas unidades estratigráficas. A fase D_1 é caracterizada por uma xistosidade S_1 subparalela ao acamamento e lineação de estiramento geralmente para leste (lineação "a"). Esta fase predomina a partir de Couto de Magalhães para leste, associada a uma estruturação em homoclinal ou em falhas de empurrão imbricadas (Fig. 3). A segunda fase originou dobras amplas e suaves com eixos N-S até N50-60W, plano axial íngreme mergulhando para E ou NE e vergência para W ou SW. Ocorre associada uma S_2 plano axial com seixos estirados verticalmente, sendo uma fase importante na porção ocidental da área mapeada (Fig. 2). Para leste, esta xistosidade torna-se subparalela a S_1 . Por fim, nos metapelitos e quartzitos micáceos do Grupo Macaúbas, observa-se uma S_1 como clivagem de crenulação proeminente (N30E;35NW), associada a dobras métricas a decamétricas com eixos NNE e vergência para leste. A deformação tangencial (D_1) impressa no Grupo Macaúbas confirma que a estruturação tectônica da Serra do Espinhaço Meridional é ligada ao Ciclo Brasileiro (Uhlein et al., 1986).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BETTEGA, F.S. & ROCHA, L.A. (1986) - Geologia do Grupo Macaúbas na Região de Felisberto Caldeira e Adjacências (MG). Trabalho de Graduação, C.G.Eschwege, Diamantina, Relatório Inédito, 80p.
- FONTES, C.Q.; NETO, C.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. da & VIEIRA, V.S. (1978) - Projeto Jequitinhonha. Ministério das Minas e Energia, DNPM/CPRM, vol.1, 543p.
- GORLT, G. (1972) - Fazieswechsel und Metamorphose in der Westliche Serra Negra (Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasilien). Geol. Rundsch., 61:166-201.
- HETTICH, M. (1977) - A Glaciação Proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. Rev. Bras.Geoc. 7(2): 87-101.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1976) - Estudos Petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na Porção Mediana da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. An. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, vol. 2, p. 179-188.
- UHLIN, A.; DOSSIN, I.A. & CHAVES, M.L. de S.C. (1986) - Contribuição à Geologia Estrutural e Tectônica das Rochas Arqueanas e Proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional-MG. An.XXXIV Congr.Bras.Geol., Goiânia, vol.3, p.1191-1203.

IDADE	LITOSTRATIGRAFIA	ESPESSURA (m)	DESCRIÇÃO
MESO / CENOZÓICO	FM. SÃO DOMINGOS	10 a 15	COBERTURAS DETRITO - LATERÍTIAS.
PROTEROZÓICO SUPERIOR	SG. SÃO FRANCISCO GRUPO MACAÚBAS	NÍVEL F	250 XISTOS E QUARTZITOS CARBONÁTICOS, QUARTZITOS SERICÍTICOS, FILITOS E XISTOS FINOS.
		E	150 XISTOS VERDES METABASÁLTICOS COM CLORITA, EPIDOTO, ACTINOLITA E ALBITA.
		D	400 QUARTZITOS FINOS, MICÁCEOS, COM SEIXOS PINGADOS E QUARTZITOS FINOS COM NÍVEIS CENTIMÉTRICOS DE FILITO.
		C	0 a 110 METARRITMITOS ARGILO - ARENOSOS COM LÂMINAS DE FILITO GRAFITOSO. FILITOS SERICÍTICOS, METASSILTITOS E CAMAOS DE QUARTZITOS FINOS.
		B	100 a 150 METAOMICTITOS COM CALHAUS, SEIXOS E GRÂNULOS DE QUARTZITO, QUARTZO, GRANITOÍDE, CARBONATO E BIOTITA XISTO. MATRIZ ARENOSA FINA A SILTO ARGILOSA COM QUARTZO, MICA (BIOTITA E MUSCOVITA), CARBONATO E FELDSPATO.
PROTEROZÓICO MÉDIO	SG. ESPINHAÇO GRUPO DIAMANTINA Fm. Sopa - Brumodinho	500 a 600	QUARTZITOS CONGLOMERÁTICOS, QUARTZITOS GROSSEIROS ATÉ FINOS LOCALMENTE MICÁCEOS RICOS EM CIAMITA, FERRUGINOSOS OU FELDSPÁTICOS, COM ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS ACANALADAS E TABULARES. PODEM APRESENTAR INTERCALAÇÕES CENTIMÉTRICAS A MÉTRICAS DE FILITO SERICÍTICO E/OU HEMATÍTICO QUARTZITOS FINOS E METASSILTITOS ARGILOSOS COM LAMINAÇÕES CRUZADAS E MARCAS ONDULADAS.
ARQUEANO	COMPLEXO BASAL		BIOTITA GNAISSES E XISTOS MILONÍTICOS

FIG. 1 - QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA ÁREA PESQUISADA.



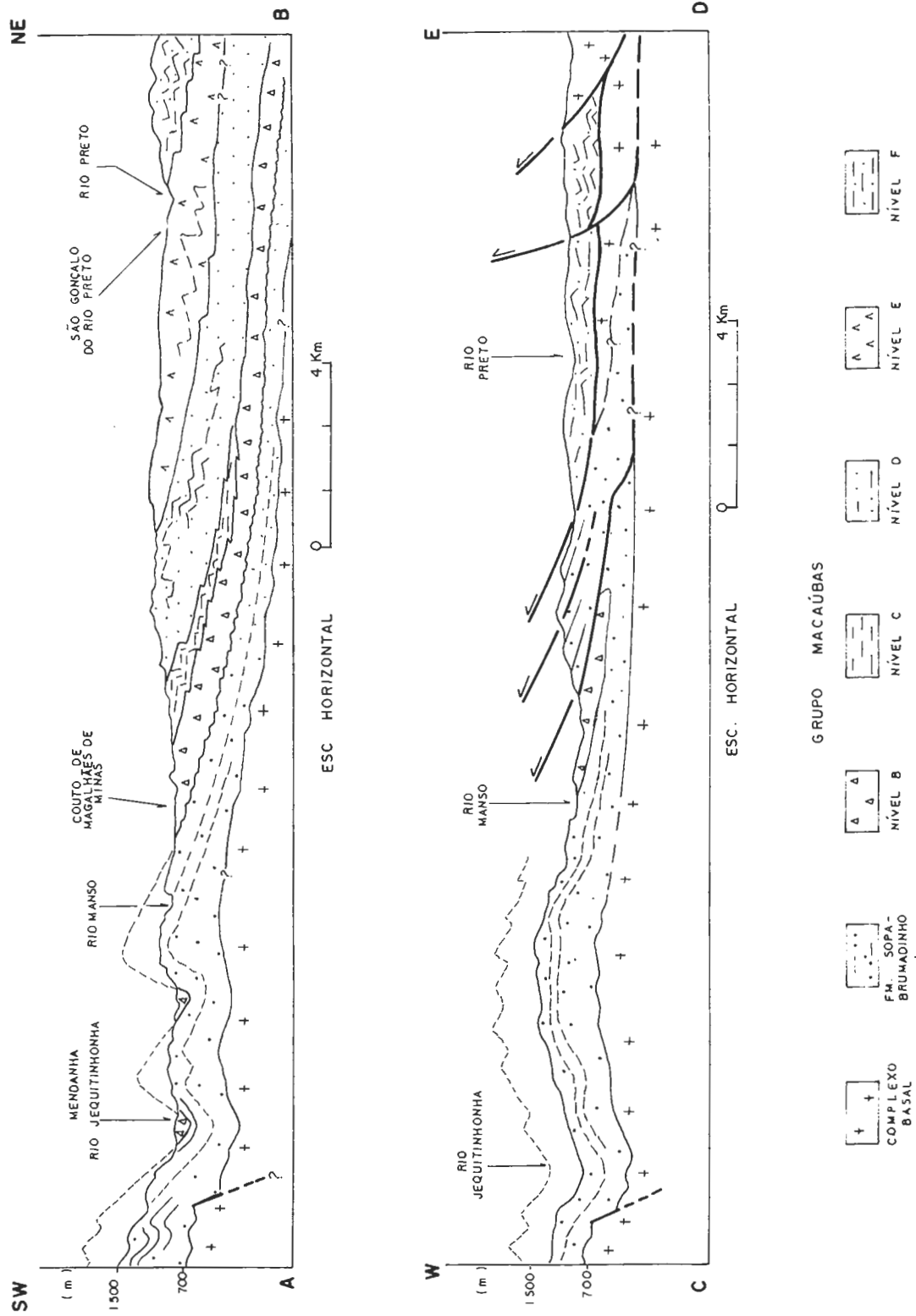


FIG. 3 - SEÇÕES GEOLÓGICAS NA ÁREA MAPEADA

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GEOLOGIA ESTRUTURAL, TECTÔNICA E FACIES SEDIMENTARES DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL E CHAPADA DIAMANTINA (BA)

Alexandre Uhlein
CENTRO DE GEOLOGIA ESCHWEGE/UFMG

Augusto J. Pedreira
CPRM - SALVADOR (BA).

INTRODUÇÃO

O Supergrupo Espinhaço ocorre na Bahia, em dois domínios principais: Serra do Espinhaço Setentrional, constituindo uma faixa de dobramentos e Chapada Diamantina, esta com características de cobertura plataformal. Ambas regiões estão situadas dentro do Craton São Francisco, no sentido de Almeida (1977).

O objetivo do trabalho é descrever a organização estrutural e as facies sedimentares do Sg. Espinhaço a partir de uma seção geológica aproximadamente E - W (Figura 1).

ESTRATIGRAFIA E FACIES SEDIMENTARES

O Grupo Santo Onofre é a unidade litoestratigráfica que constitui o Sg. Espinhaço na porção centro norte da Serra homônima. Foi subdividido nas Formações Pageú, Bom Retiro, São Marcos, Santo Onofre e Sítio Novo (Inda & Barbosa, 1978). A sedimentação é turbidítica, com 4.000 a 6.000 metros de espessura, tendo sido identificado ritmitos arenos-argilosos (Tde, Tb) com intercalações de rochas metavulcânicas ácidas, ritmitos arenosos (Tb) e quartzitos conglomeráticos (ciclos Tab empilhados). Intercalado tectonicamente nos turbiditos arenopelíticos ocorre uma facies continental (quartzitos flúvio-eólicos). Na Serra do Muquém identificou-se um domínio plataformal com metarenitos e metassiltitos pouco metamórficos, com espessura de 80 a 100 metros, apresentando facies de planície de maré e barras de "off shore".

Na Chapada Diamantina (Pedreira, 1988) aflora o Grupo Rio dos Remédios na base, constituído por quartzitos de ambiente continental (facies fluvial e eólica) e derrames de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias (riolitos, dacitos, traquitos, tufos e aglomerados). A unidade intermediária é o Grupo Paraguaçu constituído pelas facies fluvial, eólica, frente deltaica e pró-delta. A unidade de topo é o Grupo Chapada Diamantina, subdividido nas Formações Tombador (facies de leque aluvial, fluvial "braided" e eólico) Caboclo (facies de barra de plataforma e planície de maré) e Morro do Chapéu (facies de lobos deltaicos e fluvial "braided"). Os três grupos limitam-se por discordâncias que representam fases de expansão da bacia ("on lap" costeiro).

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A deformação e o metamorfismo no Espinhaço Setentrional aumentam de oeste para leste e na Chapada Diamantina, de leste para oeste, mostrando uma disposição algo simétrica em relação ao bloco do Paramirim (Figura 1). Ambas unidades mostram-se mais deformadas do norte para sul, possivelmente em direção a faixa Araçuaí.

A região da Chapada Diamantina Oriental mostra-se suavemente ondulada com vergência fraca para E, dobras de eixo N - S a NNW - SSE e clivagem ardosiana (S_2) ou clivagem de fratura com mergulho forte para WSW. Esta clivagem mostra refração conforme a natureza dos estratos dobrados. A Chapada Diamantina Oriental mostra dobras de flanco invertido (Sinclinal de Boninal) com o flanco leste onde S_0 mergulha mais que S_2 , apresentando vergência para W, concordante com o sentido do deslocamento na falha inversa que expõe o embasamento de Jussiape. Entretanto, o predomínio na Chapada Diamantina Oriental é de dobras com plano axial aproximadamente vertical e uma nítida xistosidade S_2 com disposição em leque, convergindo para o intrado das dobras e exibindo simetria monoclínica (sinclinal de Piatã e de Rio de Contas, por exemplo). Ocorre uma lineação l_2 de intersecção (S_2/S_0) com disposição NNW-SSE em geral subhorizontal. O Grupo Rio dos Remédios mostra xistos com aspecto milonítico (cianita-quartzo-mica xistos) com S_2 proeminente, resquícios de uma xistosidade S_1 e planos espaçados de "kink band". Os quartzitos da mesma unidade mostram, a leste de Paramirim, xistosidade $S_1//S_0$ dobrada por D_2 , xistosidade S_2 com orientação N - S; 80 E, e ainda uma clivagem de crenulação N 30W; 75NE. Observa-se duas lineações, de estiramento mineral (l_1), com orientação S 70W, 20° e de crenulação nas micas (N10W, subhorizontal), frequentemente deformando a primeira.

O Espinhaço Setentrional mostra uma geometria de leque imbricado a leste, com vários cavalgamentos mostrando deslocamentos de massa para oeste e inversão stratigráfica, com o embasamento gnáissico sobre a sequência vulcano-sedimentar de Boquira e esta sobre a Espinhaço. Esta fase (D_1) é caracterizada por zonas de cisalhamento dúcteis com $S_1//S_0$ (N20W 45NE) e l_1 de estiramento mineral (E;45°). As dobras D_2 são invertidas a isoclinais, inclinadas para oeste, dobrando a superfície $S_1//S_0$. Uma clivagem S_3 (N20E; 20 a 30NW) pode ser localmente encontrada.

Para oeste as dobras D_2 ficam mais suaves, sempre com a mesma vergência, o metamorfismo diminui, a superfície S_1 não é mais visível (Serra do Muquém), restando uma clivagem ardosiana S_2 , plano axial das dobras NNW-SSE e orientada segundo N 30W; 60NE.

No bloco do Paramirim observa-se uma deformação semelhante a da co-

bertura, com zonas de cisalhamento dúcteis responsáveis pela transformação de gnaisses tonalíticos e granodioríticos em milonitos e blastomilonitos dobrados pela fase D_2 , em dobras cerradas, invertidas com transporte tectônico para oeste e leste, sugerindo dupla vergência.

CONCLUSÃO

A identificação das zonas de cisalhamento dúcteis com imbricação das unidades estratigráficas na borda da Serra do Espinhaço (deformação tangencial) sugere um modelo de subducção intracontinental já mencionado por Souza et al (1986) e Caby & Arthaud (1987) para a região de Urandi e Caetité. A comparação dos elementos estruturais da Serra do Espinhaço Meridional - onde a deformação é nitidamente de idade brasileira (Uhlein et al., 1986) - com os elementos estruturais da porção setentrional, sugere que a idade desta colisão continental esteja relacionada ao Ciclo Brasileiro. Tal fato permite cogitar na separação do Craton do São Francisco em dois segmentos, conforme já sugerido por Cordani (1973).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de (1977) - O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc. 7 (4), 349-364.
- CABY, R. & ARTHAUD, M. (1987) - Petrostructural Evolution of the Lagoa Real Subalcaline Metaplutonic Complex (Bahia, Brasil) Rev. Bras. Geoc. 17 (4): 636.
- CORDANI, U.G. (1973) - Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Inst. Geoc. USP, Tese de Livre Docência, 98p.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. (1978) - Mapa Geológico do Estado da Bahia, (escala 1:1000000) e Texto Explicativo. SME-CPM, Salvador.
- PEDREIRA, A.J. (1988) - Sequências Depositionais no Pré-Cambriano: Exemplo da Chapada Diamantina Oriental. Bahia. XXXV Congr. Bras. Geol. Vol. 2, pg. 648-659, Belém (PA).
- SOUZA, S.L. de; FROES, R.J.B. & MORAES, A.M.V. (1986) - Nova concepção sobre a Evolução Geotectônica do Espinhaço Setentrional. XXXIV Congr. Bras. Geol., vol. 3, pg. 1176-1190, Goiânia (GO).
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & EGYDIO DA SILVA, M. (1986) - A Estruturação Tectônica do Supergrupo Espinhaço na Região de Diamantina (MG). Rev. Bras. Geoc. 16 (2), 212-216.

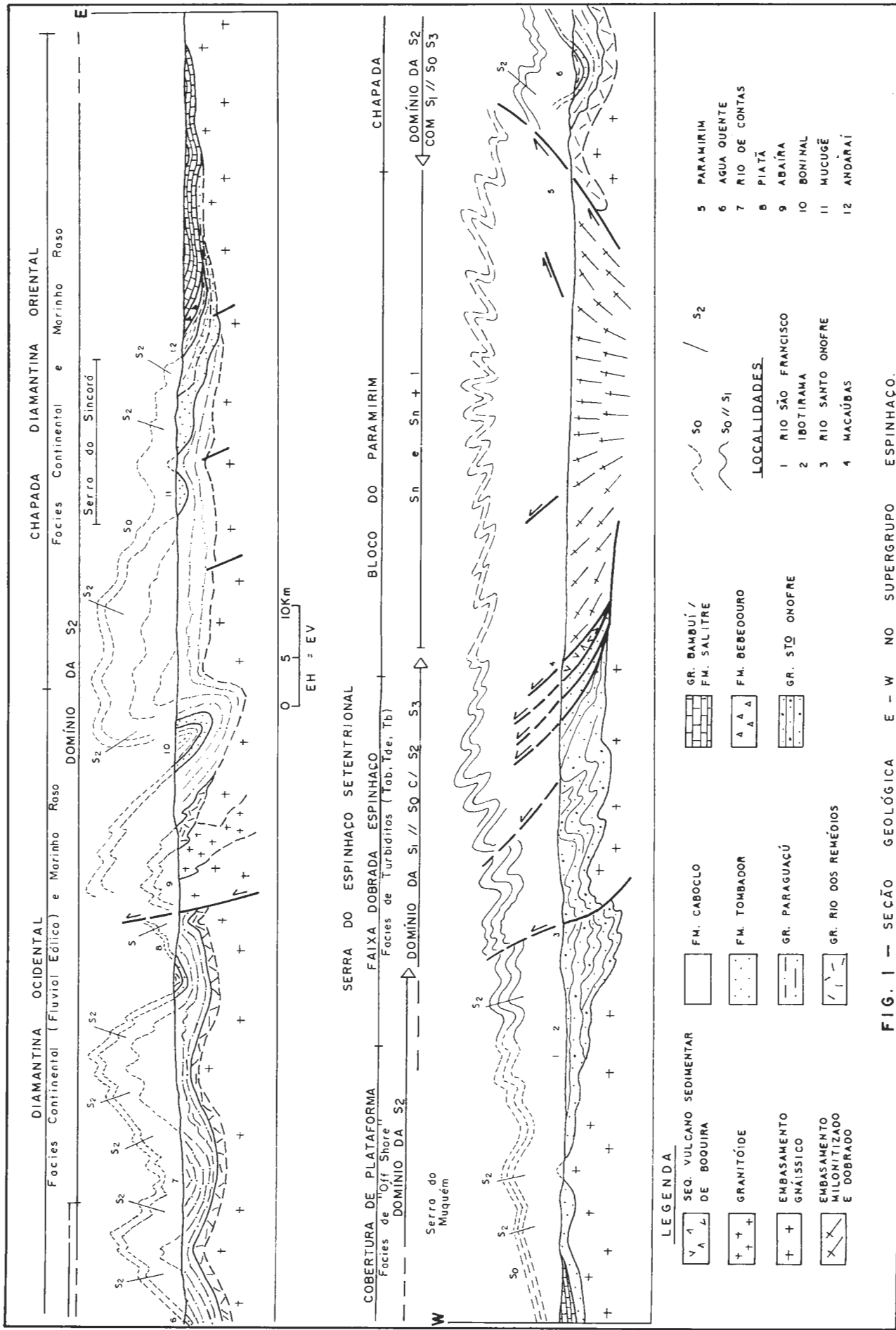


FIG. 1 - SEÇÃO GEOLÓGICA E - W NO SUPERGRUPO ESPINHAÇO.

ESPINHAÇO SETENTRIONAL-DOBRAMENTOS ISOCLINAIS COMO CAUSADORES DE CAMADAS INVERTIDAS
GÉLBIO M.F.ROCHA - Sup.de Geologia e Recursos Minerais - SGM
JOSÉ M.LANDIM DOMINGUEZ - Inst.de Geociências - PPPG - UFBA.

INTRODUÇÃO

Estudos recentes realizados pela SGM/SME-BA (Rocha et al.,1989) na região entre as cidades de Caetité e Licínio de Almeida-Ba (Fig.1), revelam que a Cordilheira do Espinhaço é constituída por duas seqüências deposicionais: (1) Espinhaço de idade Proterozóico Médio e (2) Borda Leste de idade Proterozóico Inferior (Fig.2). Estas seqüências foram subdivididas em sistemas deposicionais utilizando-se critérios estratigráficos e associações de litofácies sedimentares definidas pela observação de estruturas sedimentares diagnósticas muito comuns na área (vide Dominguez & Rocha, neste simpósio). Estas estruturas revelam que os estratos sedimentares que compõem a Cordilheira estão invertidos, apresentando mergulhos que variam entre 10° e 80° para leste. A inversão das camadas, em todo o pacote sedimentar, é um dado inquestionável e extremamente importante para a compreensão da evolução estrutural do Espinhaço Setentrional no Sudoeste do Estado da Bahia. Além das estruturas sedimentares indicando do topo invertido, outras feições chamam a atenção pela constância com que são encontradas: (1) mini-dobras isoclinais com plano axial para leste, portanto reviradas e com clivagem ardosiana persistente e paralela aos planos de acamamento, (2) clivagem de crenulação afetando a clivagem ardosiana anterior e disposta constantemente para oeste, e (3) faixas de cisalhamento inclinadas que atingem tanto o embasamento como as seqüências sedimentares superpostas. Estas faixas possuem indicativos de movimentos conjugados, sinistral e inverso. Integração destas e outras observações de campo com fotointerpretação na escala 1:40.000 nos levam a propor um modelo polifásico de deformação com três fases superpostas.

O MODELO POLIFÁSICO

A primeira fase (D1), de "strain" NS, gerou dobras isoclinais reviradas com P.A. para leste e vergência para oeste. Possivelmente num estágio tarditectônico falhas inversas afetaram esta primeira fase. Os elementos gerados pela D1 são: (1) lineações do tipo b (interseção e eixos com 20° p/S), (2) lineações do tipo a (estiramento de grãos e seixos), e (3) uma foliação (ardosiana, xistosidade) semi-paralela ao acamamento. Os principais efeitos desta fase a nível regional são: (1) inversão de camadas, (2) fechamentos de sinclinais e anticlinais apertados, e (3) transporte tectônico de leste para oeste.

A segunda fase (D2), de "strain" EW, gera dobras quase sempre abertas, possui estilo desarmônico e não gera elementos planares ou lineares visíveis a nível mesoscópico, a não ser clivagem de fratura em alguns quartzitos. Esta fase provoca inter

ferência com a fase anterior formando semi-bumerangues e, muito provavelmente, é posterior à fase isoclinal. A nível regional provoca ondulações nas rochas do Espinhaço.

A terceira fase (D3), de "strain" NS, constitui o último evento de dobramento importante na região, provoca dobras assimétricas de comprimento de onda variável, normalmente com fechamento de anticlinais longos e sinclinais curtos. Gera uma persistente clivagem de crenulação com mergulhos para oeste. O principal efeito desta fase, em conjugação com a fase EW, é progredir a inversão, em camadas invertidas pela primeira fase, e variar a atitude das camadas no sentido longitudinal.

As faixas de cisalhamento, bastante comuns na área estudada, são observadas principalmente no embasamento e nas bordas do Espinhaço, provocando milonitização e rotação de profiroblastos de granada, feldspatos e grãos de quartzo. Duas faixas se destacam: os cisalhamentos Jacaraci e Santo Onofre (Fig.2). Nestas faixas o "strain" é bastante intenso, destrói completamente as estruturas sedimentares primárias e aguça o estiramento dos elementos minerais, gerando uma foliação anastomosada. A nível regional a conjugação destas faixas, exibindo movimentos principalmente inversos, com a primeira fase de dobramentos isoclinais, provocou soerguimento de blocos. A erosão dos blocos soerguidos se encarregou de destruir grande parte da sedimentação proterozóica, deixando apenas relíquias em calhas sinclinais preservadas no embasamento (Fig. 3a).

IMPLICAÇÕES

O modelo prevê a existência de abas invertidas e normais lado a lado. Esta premissa pode ser confirmada na região de Jacaraci, perfil EW, onde uma aba normal é intercalada com duas inversas (invertida-normal-invertida). Nesta região ocorre o fechamento do dobramento isoclinal (n-ordem) da primeira fase (Fig. 2).

A conjugação de deformação isoclinal com movimentos de cisalhamento inverso, prevê a possibilidade de existirem restos de calhas sinclinais das rochas do Espinhaço sobre o embasamento, tanto a leste como a oeste da Cordilheira. O próprio Espinhaço na área de estudo, representaria restos de um isosinclinal interrompido pela falha de Santo Onofre. Estas idéias implicam que a Serra do Espinhaço e a Chapada Diamantina representam feições orográficas da mesma sedimentação, separadas pelo soerguimento do bloco do Paramirim.

A fase isoclinal constitui o evento de deformação mais elucidativo para a compreensão da geologia do Proterozóico na área em questão. É provável que esta fase de formação tenha sido progressiva passando desde dobras abertas na Chapada Diamantina para dobras apertadas no Espinhaço, podendo chegar a estruturas do tipo "nappe" a oeste (Palmas de Monte Alto-Ba?). Este quadro indica um transporte tectônico de leste para oeste com "stress" principal nesta direção. Especulativamente, isto pode sugerir um bloco crustal rígido a oeste (Goiás?) que serviu de anteparo para o transporte tectônico vindo de leste (Fig. 3b).

BIBLIOGRAFIA

BRUNI, M.A.L. & SCHOBENHAUS FILHO, C. 1976. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo,

Folha Brasília - SD - 23. DNPM

DOMINGUEZ, J.M.L. & ROCHA, G.M.F. neste volume. Sequências deposicionais do Espinhaço Setentrional na Região Sudoeste do Estado da Bahia. Uma Margem Continental Protezólica?

MORAES, L.C. 1980. Projeto Brumado-Caetité, Relatório Final, v.I, Texto. CPRM/SRS. 463p.

ROCHA, G.M.F.; SANTOS FILHO, N.D'O; BRASILEIRO FILHO, R. 1989. Projeto Distrito Manganesífero do Sudoeste da Bahia. SGM/SME.

SOUZA, S.L. 1987. Projeto Caetité. CBPM/SME. 243p.

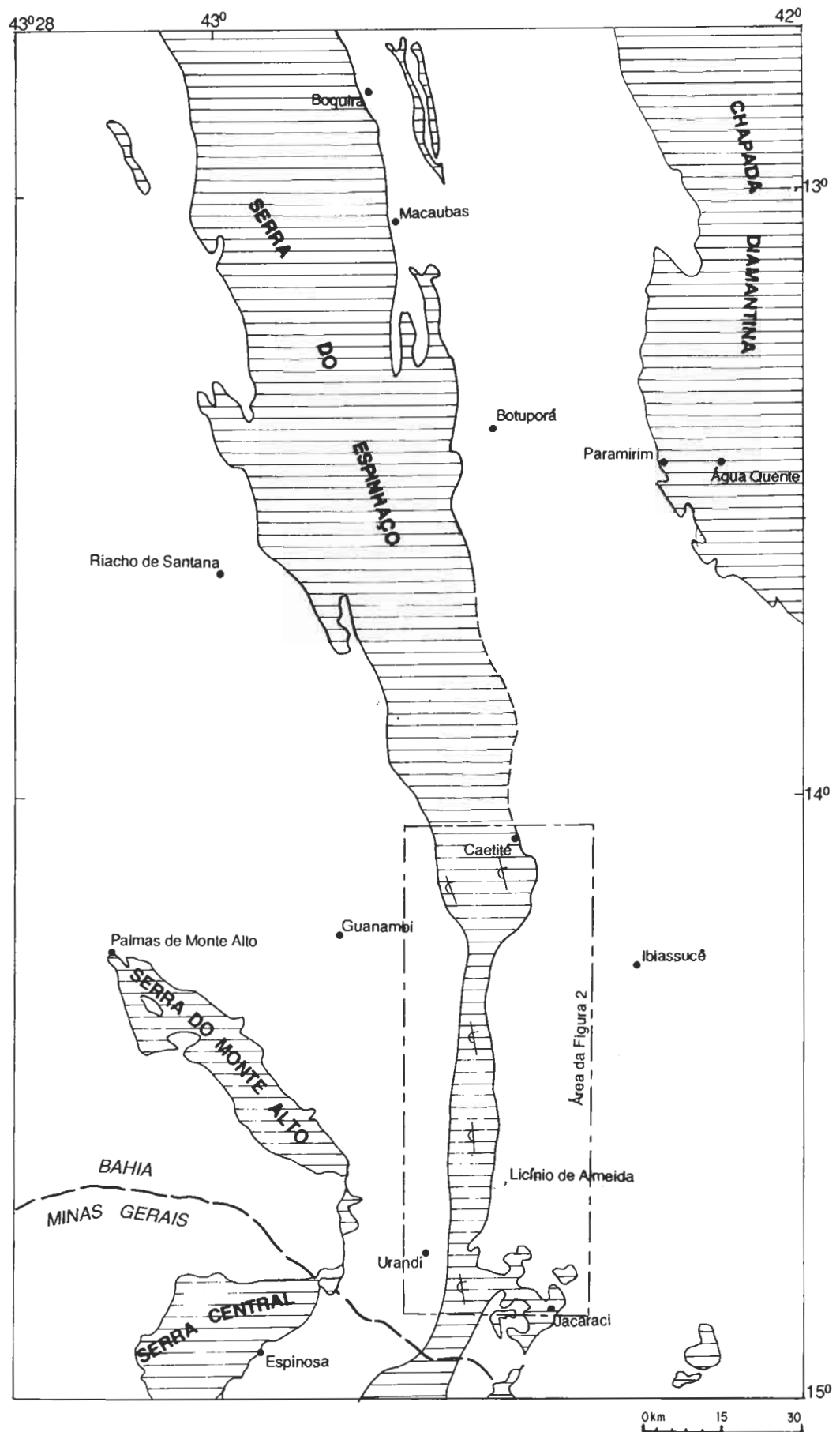


FIG.1 - SUPER GRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO CENTRO-SUDOESTE DA BAHIA
(BRUNI & SCHOBENHAUS, 1976)

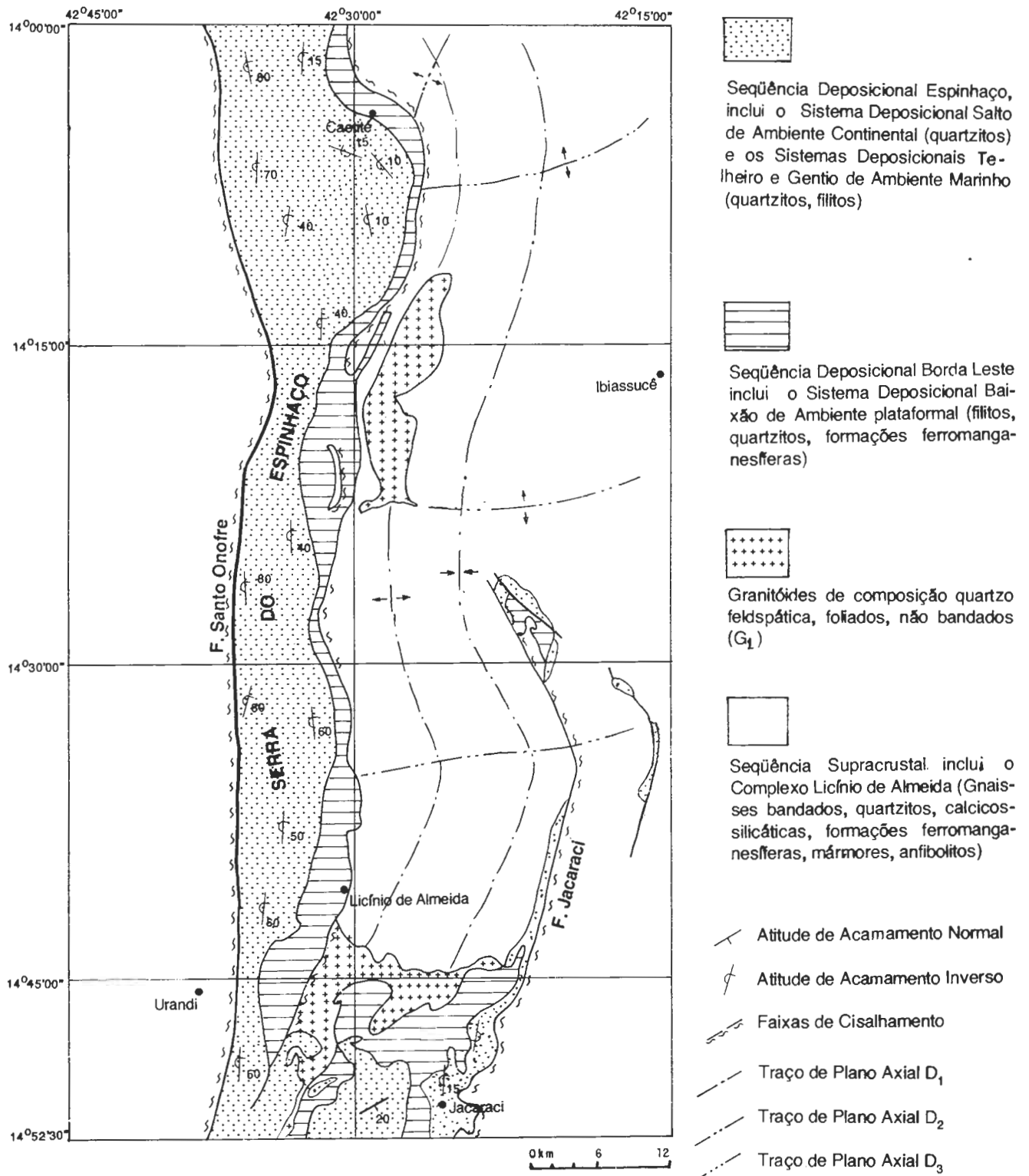


FIG.2 – MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO SUDOESTE DA BAHIA ENFOCANDO AS SEQUÊNCIAS DEPOSITIONAIS E O ARCABUÇO ESTRUTURAL (Moraes, 1980; Souza, 1987 e Rocha et al., 1989).

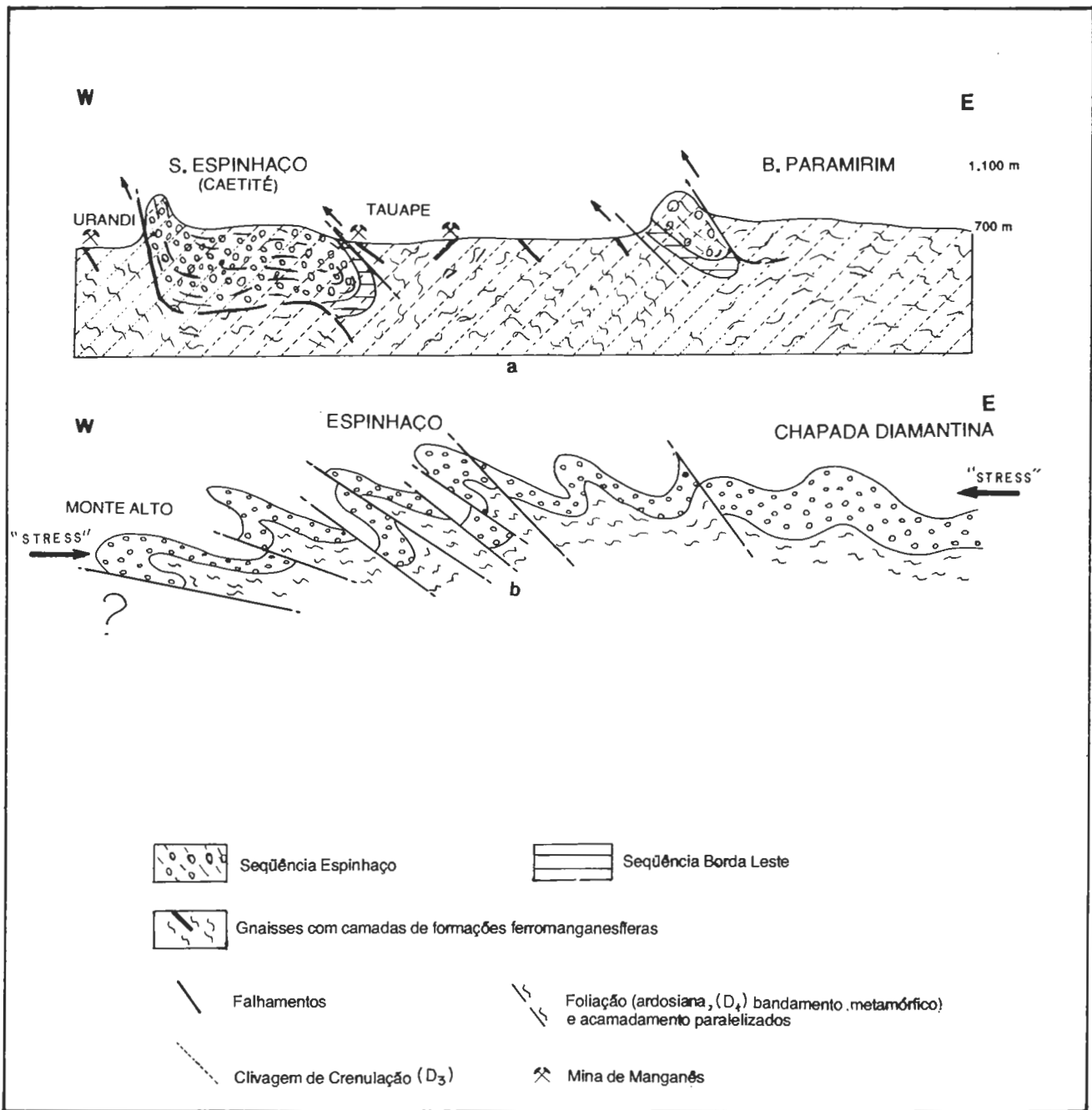


FIG.3 – SEÇÕES ESQUEMÁTICAS MOSTRANDO A EVOLUÇÃO TECTÔNICA NO SU-DOESTE DA BAHIA. **a)** ESTRUTURAÇÃO ATUAL INTERPRETADA COMO SENDO O RESULTADO DA CONJUNÇÃO DAS DEFORMAÇÕES $D_1 + D_3$, PERFIL EW COM REPRESENTAÇÃO PROPORCIONAL DA TOPOGRAFIA. **b)** MODELO HIPOTÉTICO DA DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA D_1 .

SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL NA REGIÃO SUDOESTE DO ESTADO DA BAHIA. UMA MARGEM CONTINENTAL PROTEROZOICA?

JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ - Inst. Geociências - PPPG/UFBA

GÉLBIO M.F. ROCHA - Sup. de Geologia e Recursos Minerais - SGM

Apesar da crença, até bem pouco generalizada, de que seqüências sedimentares Precambrianas, principalmente nas regiões de dobramentos, seriam intratáveis a qualquer tipo de análise sedimentológica, o presente trabalho demonstra que o método de sistemas deposicionais constitui uma poderosa ferramenta para a análise de bacias sedimentares Precambrianas.

A Cordilheira do Espinhaço no sudoeste do Estado da Bahia (Fig.1), é sustentada por cerca de 4-5.000 m de estratos sedimentares invertidos apresentando mergulhos que variam entre 10° e 80° para leste. Este pacote foi submetido a três fases de formação importantes discutidas em Rocha & Dominguez (neste simpósio).

A aplicação do método de sistemas deposicionais a este pacote sedimentar revelou ser o Espinhaço Setentrional constituído por duas importantes seqüências deposicionais (Figs. 1 e 2).

A seqüência deposicional basal denominada de Borda Leste compreende um único sistema deposicional denominado Baixão, o qual encontra-se sobreposto a seqüências supracrustais de idade Proterozóico Inferior/Arqueano (Complexo Licínio de Almeida) (Fig.2). O sistema deposicional Baixão (esp. aprox. de 600 m) é constituído de quartzitos e filitos interestratificados que passam em direção ao topo para formações ferromanganesíferas bandadas não vulcanogênicas, com depósitos econômicos de manganes. O sistema deposicional Baixão é interpretado como tendo sido depositado em um ambiente plataformal raso sujeito à ação de ondas de tempestade. Esta plataforma adquiriu progressivamente o caráter de uma bacia "faminta" possibilitando o aparecimento dos ambientes necessários à precipitação de Ferro, Sílica e Manganês.

A seqüência deposicional Espinhaço (Fig.2), repousa diretamente sobre a seqüência deposicional Borda Leste, sendo separada desta por uma importante discordância de caráter erosivo, a qual pelas suas características, indica um considerável hiato de tempo entre a deposição destas duas seqüências. Nenhum evento de deformação importante ocorreu entre a deposição das mesmas.

A seqüência deposicional Espinhaço é constituída, em ordem estratigráfica ascendente, por três sistemas deposicionais (Fig.2): Salto, Telheiro e Gentio.

O sistema deposicional Salto (esp. aprox. de 800 m) é constituído por quartzitos sericíticos, médios a finos, bem silicificados e localmente conglomeráticos na porção basal. Estruturas sedimentares presentes incluem estratificações cruzadas acanaladas de grande e pequeno porte e laminação plano-paralela. Este sistema foi depositado em

ambiente essencialmente continental. Na parte basal predominam sedimentos depositados em sistemas fluviais do tipo entrelaçado, com canais bastante rasos. O restante da sedimentação no sistema deposicional Salto é essencialmente de caráter eólico.

O sistema deposicional Telheiro (esp. aprox. de 1.600m) é constituído de quartzitos médios a finos sericíticos avermelhados localmente apresentando intercalações centimétricas de filitos cinza a avermelhados. Estruturas sedimentares dominantes nestes quartzitos incluem estratificações cruzadas acanaladas, laminação plano-paralela com marcas onduladas por ondas e estratificações cruzadas do tipo "hummocky". O sistema deposicional Telheiro teria se acumulado na zona litorânea, mais precisamente na antepraia (shoreface) exposta continuamente a ação de ondas de tempo bom e de tempestade, e correntes longitudinais fluindo paralelamente a linha de costa.

O sistema deposicional Gentio (esp. aprox. de 2.400m) é constituído essencialmente por filitos cinza, granatíferos com laminação plano-paralela e marcas onduladas "famintas". Este sistema ocorre em toda a borda ocidental do Espinhaço Setentrional compreendendo aproximadamente metade do volume de sedimentos da seqüência deposicional Espinhaço. Localmente no topo do sistema deposicional Gentio aparecem intercalações de quartzitos médios a grossos. Algumas camadas de quartzitos alcançam até 10m de espessura e apresentam geometria essencialmente lenticular. A origem favorecida para a deposição do sistema deposicional Gentio é em ambiente marinho profundo abaixo da base de ondas de tempestade, onde apenas pelitos finos se acumulavam. As intercalações de quartzitos e os corpos de areia com geometria lenticular presentes no topo deste sistema são interpretados tentativamente como tendo resultado da progradação de lobos turbidíticos.

O empilhamento dos sistemas deposicionais da seqüência deposicional Espinhaço é semelhante aquele observado para os sedimentos que preenchem bacias sedimentares formadas em regime extensional (p.ex. margens continentais passivas) e refletem os dois estágios de subsidência principais que ocorrem durante a evolução deste tipo de bacia. Nesta analogia o sistema deposicional Salto, de origem continental, teria se depositado durante a fase sin-rifte, onde o principal mecanismo de subsidência é de natureza mecânica e resulta do estiramento crustal. Os sistemas deposicionais Telheiro (marinho raso) e Gentio (marinho profundo) teriam se acumulado durante a fase post-rifte, onde o principal mecanismo de subsidência é de caráter térmico e resulta do resfriamento e contração da litosfera. Empilhamento semelhante tem sido observado no Espinhaço Meridional (Minas Gerais), tendo diversos autores a opinião de que estes sedimentos estariam associados a evolução de uma margem continental passiva (Chang et al., 1988; Hartmann, 1987; Herrgesell & Pflug, 1986; Pflug, 1976). Neste contexto a seqüência deposicional Borda Leste não deve ser incluída no Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio) no Estado da Bahia, uma vez que sua deposição antedata os eventos de estiramento crustal e subsidência termo-mecânica associados a instalação da bacia sedimentar onde se acumulou a seqüência deposicional Espinhaço, essencialmente terrígena. A seqüência deposicional Borda Leste representa vestígios de uma sedimen

tação associada a um evento anterior de formação de bacia, e que culminou na acumulação de sedimentos químicos do tipo formação ferromanganesífera bandada, devendo por isto ser-lhe atribuída provavelmente uma idade Proterozóico Inferior.

REFERÊNCIAS

- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIN, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, p. 2076-2090.
- HARTMANN, M.B. 1987. A evolução do Espinhaço Meridional (MG): registro de uma tectônica de colisão continental no fim do Proterozóico. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 1, Salvador, 1987. Boletim de Resumos, p. 71-73.
- HERRGESSEL, G.E. & PFLUG, R. 1986. The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paleont. Teil I, H. 9/10, 1045-1414.
- PFLUG, R. 1976. Die Serra do Espinhaço - Ein präkambrischer Kontinentalrand. 5 Geowiss. Lateinamer - Koll. Clausthal, resumo.
- ROCHA, G.M.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. neste volume. Espinhaço Setentrional - Dobramentos Isoclinais como Causadores de Camadas Invertidas.

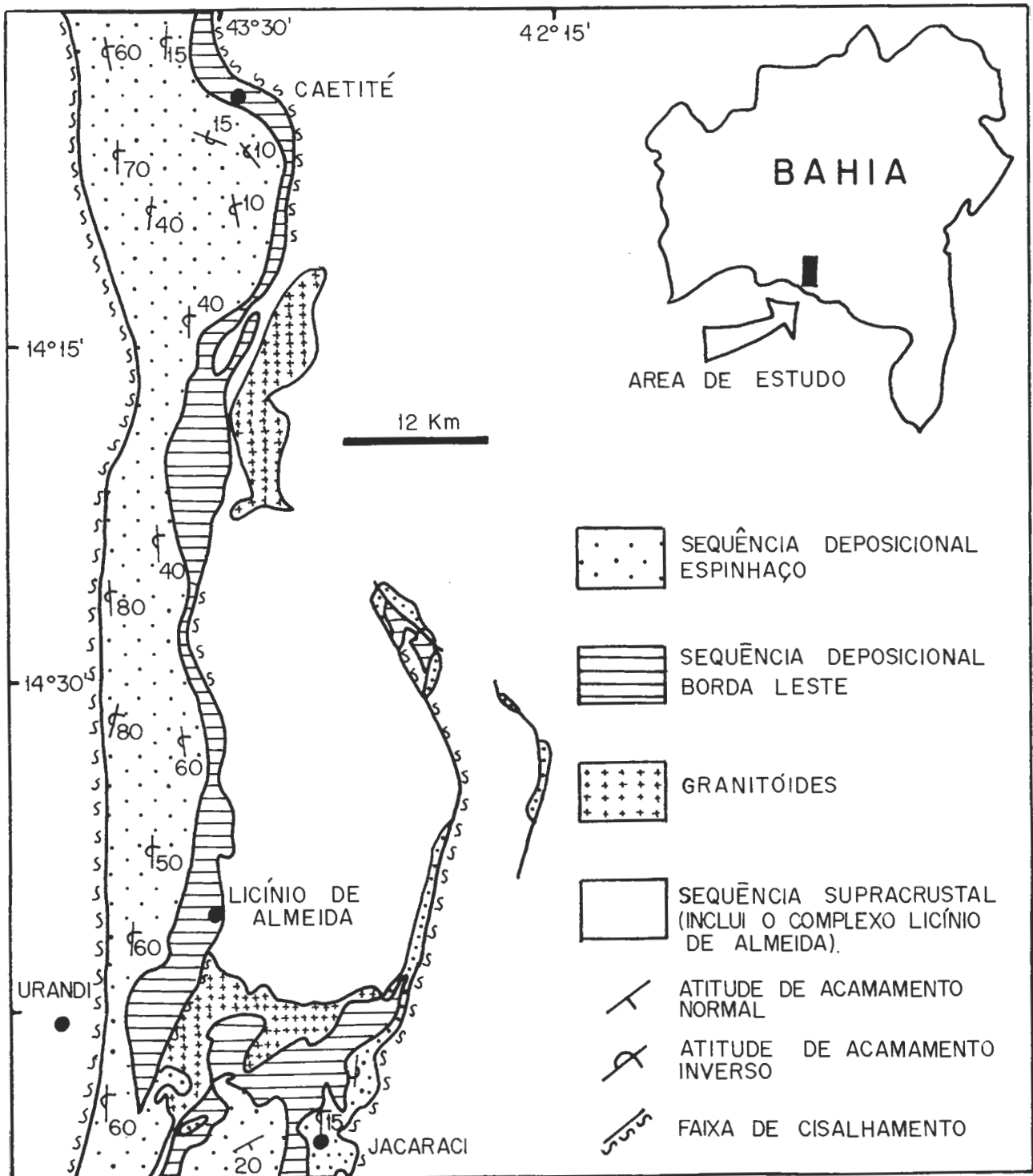


FIGURA 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL NO SUDOESTE DO ESTADO DA BAHIA (MOD. ROCHA & DOMINGUEZ, NESTE SIMPÓSIO)

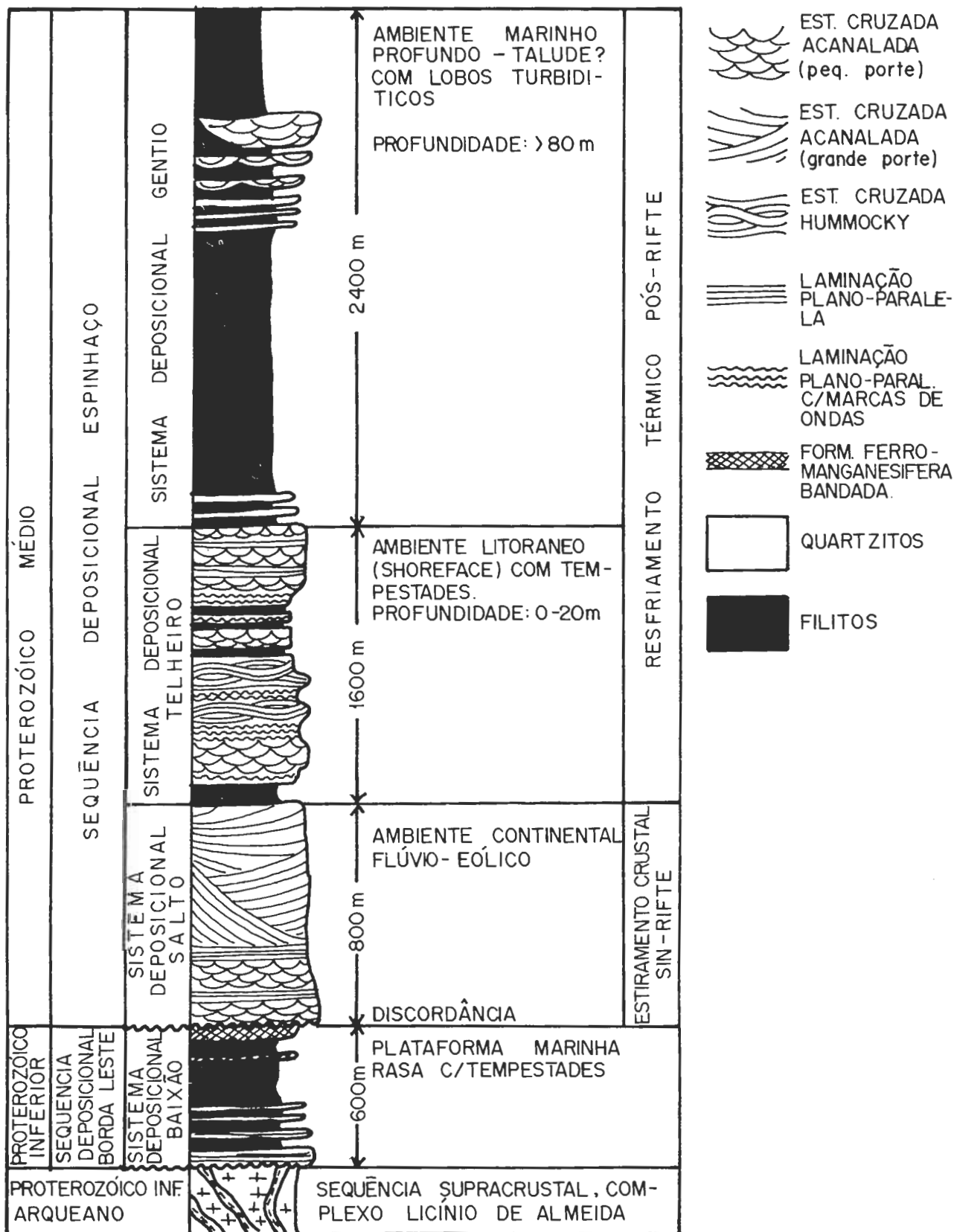


FIGURA 2 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL NO SUDOESTE DO ESTADO DA BAHIA MOSTRANDO PRINCIPAIS SISTEMAS DEPOSICIONAIS.

ESTRUTURAS DE DISSOLUÇÃO POR PRESSÃO EM UM AFLORAMENTO DA FORMAÇÃO CABOCLO - CHAPADA DIAMANTINA - BAHIA

Liana Maria Barbosa - Departamento de Ciências Exatas - UEFS

Washington de J.S.da Franca Rocha - Departamento de Ciências Exatas - UEFS

Zelinda Margarida de A.N.Leão - Curso de Pós-Graduação em Geologia-PPPG/IGEO/UFBA

José Maria Landim Dominguez - Curso de Pós-Graduação em Geologia-PPPG/IGEO/UFBA

Feições diagenéticas decorrentes do processo de dissolução por pressão têm sido negligenciadas nos trabalhos de análise de bacias no Brasil, principalmente na ausência dos estilólitos típicos. Estas feições modificam a fábrica original da rocha, conferindo-lhe muitas vezes um aspecto ondulado, lenticular, laminado e nodular, o qual, quando não analisado devidamente, confunde-se com estruturas de origem deposicional, e conseqüentemente conduzem a interpretações ambientais equivocadas. Este fato foi verificado em um afloramento de lamitos e arenitos interestratificados, onde tais feições foram minuciosamente estudadas e interpretadas como sendo de origem diagenética. O afloramento situa-se a 34 quilômetros ao sul da cidade de Morro do Chapéu (Bahia), no km 100 da rodovia Utinga-Morro do Chapéu (Fig. 01), constituindo-se de rochas da Formação Caboclo (Grupo Chapada Diamantina, Proterozóico Médio).

O perfil sedimentar descrito, compreende camadas de lamitos (argila e silte) alternadas com camadas de arenitos (areia fina a média, às vezes siltosa), diminuindo a freqüência destas últimas em direção ao topo (seqüência fining-upward) (Fig. 02). Análises petrográficas e por difratometria de raios X mostram o predomínio de quartzo e caulinita como constituintes minerais básicos em toda a seção, sendo registrada também a presença de dolomita ferruginosa e de moldes e cristais alterados de minerais evaporíticos no topo da mesma. No intervalo inferior da seção (0,00 a 5,00 m), ocorrem lamitos siltosos de cor amarelo-avermelhada e camadas de arenitos de granulometria muito fina a fina, escuros, com espessura variando de 5 a 10 cm. Ondulações assimétricas no topo das camadas de arenitos, e às vezes, estratificação cruzada de pequeno porte (acanalada e tabular), indicam sentido de paleocorrente para N300° e N220°. A continuidade lateral das camadas arenosas diminui na porção intermediária da seção, constituindo nódulos, de forma circular a elíptica, com espessuras inferiores a 20 cm e extensões de até 1,0 m. O topo da seção (5,00 a 7,42 m), caracteriza-se por lamitos avermelhados alternados com camadas de chert acinzentado. Laminações enrugadas e contorcidas, porosidade fenestral e moldes e cristais de minerais evaporíticos, sugerem que estas camadas de chert são níveis de tapetes algais silicificados. Com base nas características texturais e composicionais das litofácies presentes, pode-se concluir que a seqüência original foi depositada em um ambiente de planície de marés. Nesta seqüência, os siliciclásticos dominantes na porção basal gradavam no sentido do topo para carbonatos impuros, os quais foram extensamente afetados pelos processos de dissolução por pressão. A existência pretérita dos carbona

tos é diagnosticada pela presença das camadas oolíticas, das laminações algais, das janelas e dos minerais evaporíticos.

Feições diagenéticas resultantes de dissolução por pressão estão restritas ao intervalo do afloramento, onde a existência pretérita de carbonatos torna-se evidente. Comparando-se as feições observadas no afloramento e em lâminas delgadas, com os tipos de dissolução por pressão apresentados na classificação de Wanless (1979), reconhece-se dois tipos de superfícies de dissolução: ligaduras suturadas (sutured seam) e ligaduras não suturadas (non-sutured seam).

Ligaduras suturadas - não são comuns no afloramento estudado, sendo representadas pelos estilólitos propriamente ditos e pelas suturas de contato entre grãos. Os estilólitos ocorrem como superfícies denteadas, com amplitude entre 1 e 3 mm preenchidas por material avermelhado (óxido de ferro) (Figs. 03A,B,E,F,G). Apresentam-se geralmente paralelos ao acamamento e poucas vezes normais ao mesmo. Encontram-se associados às camadas mais resistentes, como os níveis silicificados dos lamitos algais e os contatos entre as camadas oolíticas e margas argilosas silicificadas. De acordo com Wanless (1979), a origem dessas superfícies estilolíticas decorre: (a) do grau de consolidação da rocha; (b) da ausência de argilominerais; e (c) do contato entre materiais que oferecem resistências diferenciadas ao esforço. Um exemplo deste tipo ocorre no intervalo entre 3,2 e 3,5 m da seção, onde a sutura aparece no contato de um nódulo oolítico bem cimentado, com margas friáveis (Figs. 03A,F,G). Neste mesmo intervalo, observa-se superfícies estilolíticas cortando aleatoriamente o arenito fino, bem cimentado, conferindo-lhe um aspecto brechóide (Fig. 03A), semelhante ao que é descrito para a estrutura estilobrechada da classificação de Logan & Semeniuk (1976). As ligaduras de contato entre grãos são identificadas nas seções delgadas dos arenitos oolíticos. Contatos pontuais, tangenciais e de interpenetração são reconhecidos. Segundo Wanless (1979), tais feições ocorrem em sedimentos inconsolidados, quando a pressão de sobrecarga provoca a reorientação dos grãos.

Ligaduras não suturadas - dominam em relação às suturadas, sendo mais frequentes no intervalo entre 3,1 e 5,0 m, onde ocorrem as feições nodulares. Essas superfícies de dissolução são finas, com espessuras variáveis entre micrométrica a, no máximo, 4 mm, e apresentam coloração avermelhada, às vezes amarelada, amarronzada e arroxeada, a depender do teor de óxido de ferro presente. Estão representadas por microestilólitos isolados, enxames de microestilólitos e ligaduras argilosas (Figs. 03A,B,C,D). Os microestilólitos têm superfícies onduladas, com amplitude micrométrica e são contínuos e/ou descontínuos. Vários microestilólitos entrelaçados, formam feixes (Fig. 03H) denominados de enxames (swarms) (Wanless 1979). As ligaduras argilosas (Figs. 3E,F,G) são evidenciadas por faixas avermelhadas mais espessas. A origem das ligaduras não suturadas, segundo Wanless (1979), deve-se à concentração de impurezas (argila e silte placoso) nas superfícies microestilolíticas, que passam a funcionar como planos de deslizamento, ao longo do qual o ponto de esforço é aliviado por cisalhamentos laterais. Isto inibe o crescimento suturado ao longo das superfícies

de dissolução. A continuada ação deste processo dá origem aos enxames de microestilólitos; as ligaduras são interpretadas como produtos finais de estágios avançados da dissolução dos tipos não suturados.

No trecho intermediário da seção, onde os microestilólitos e os enxames são mais abundantes, observa-se claramente que estas ligaduras não suturadas contornam e acompanham os nódulos. Seguindo-se as linhas que definem essas superfícies de dissolução, nota-se que as mesmas têm continuidade lateral, convergindo nas áreas internas e afastando na proximidade do nódulo adjacente (Figs. 03A,B,C,D,E,F). Isto prova que a dissolução por pressão é responsável pela formação dos nódulos, cujo material ofereceu mais resistência ao processo. Estas estruturas nodulares e laminadas podem ser comparadas às estilodulares e estilolaminadas da classificação de Logan & Semeniuk (1976).

A abundância e a diversidade das ligaduras de dissolução não suturadas no afloramento em questão, comparadas com as ligaduras de dissolução observadas nos carbonatos da bacia de Irecê, ocorre devido ao maior teor de impurezas nas rochas carbonáticas da área estudada.

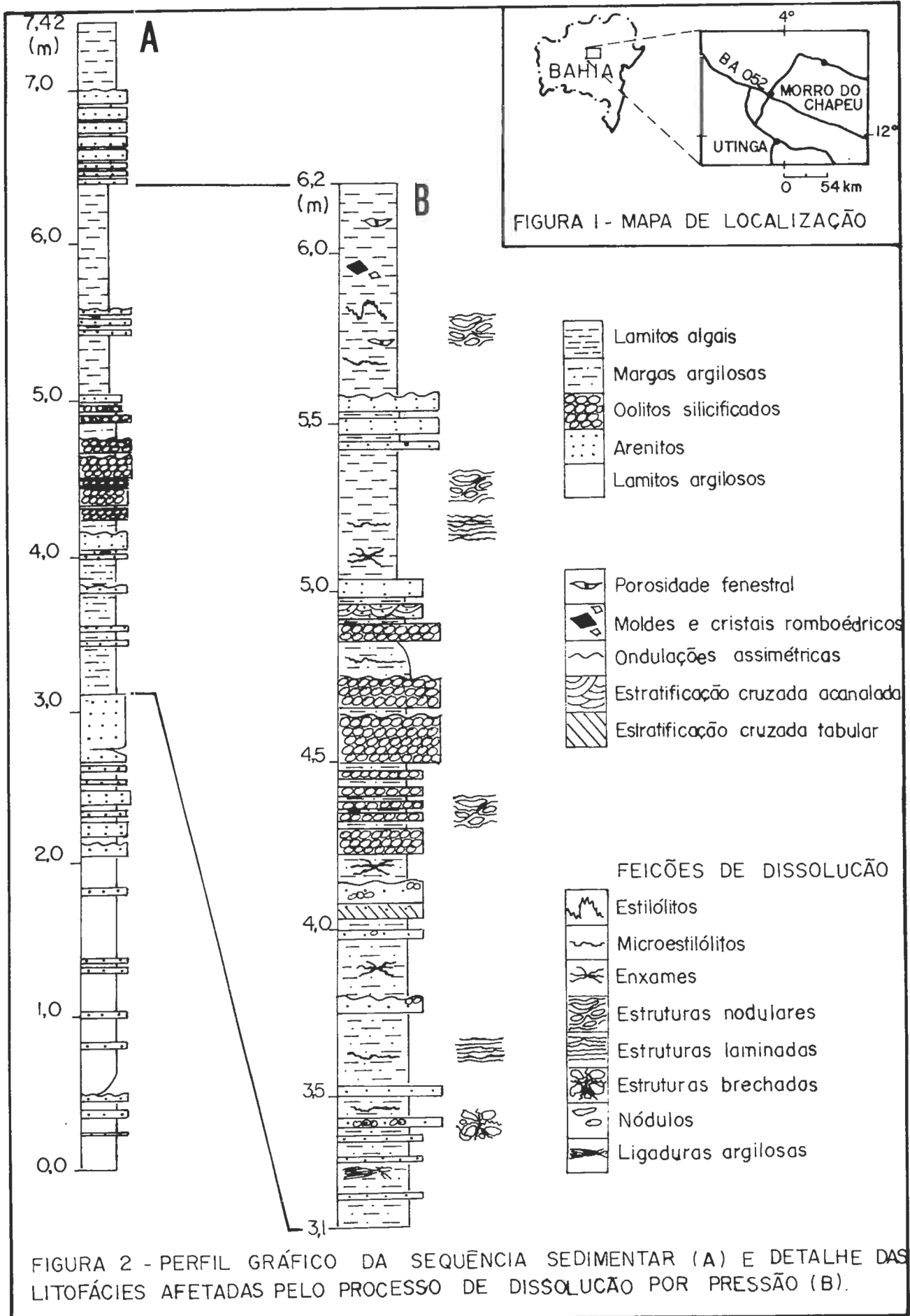
Todas essas estruturas resultantes do processo de dissolução por pressão (estilólitos, ligaduras de contato entre grãos, microestilólitos, enxames de microestilólitos, ligaduras argilosas e feições laminadas e nodulares) aqui reconhecidas e comparadas com descrições de outros autores, como Logan & Semeniuk (1976), Wanless (1979) e Buxton & Sibley (1981), que desenvolveram trabalhos na Austrália e nos EUA, confirmam uma origem diagenética para os padrões de acamamento associados aos carbonatos impuros silicificados do afloramento estudado.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à CPRM, na pessoa do geólogo Antonio Dourado, pela utilização do CIEG - Morro do Chapéu, para base dos trabalhos de campo, como também pelo estímulo e incentivo para que sejam realizados trabalhos naquela região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BUXTON, T.M. & SIBLEY, D.F. 1981. Pressure solution features in shallow buried limestone. Jour.Sed.Petrol., 51: 19-26.
- LOGAN, B.W. & SEMENIUK, V. 1976. Dynamic metamorphism: processes and products in Devonian carbonate rocks. Canning Basin. Western Australia: Geol. Soc. Aust. Spec. Pub., 6, 138p.
- WANLESS, H.R. 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. Jour.Sed.Petrol., 49: 437-462.



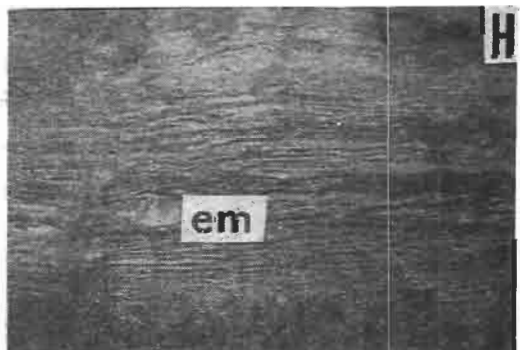
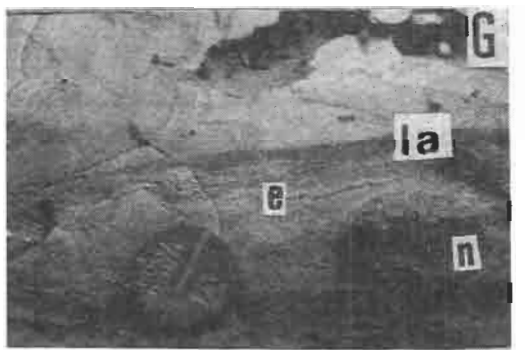
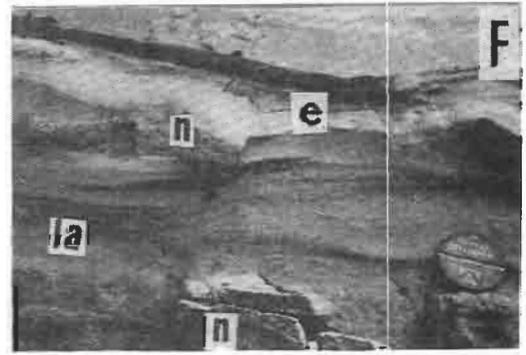
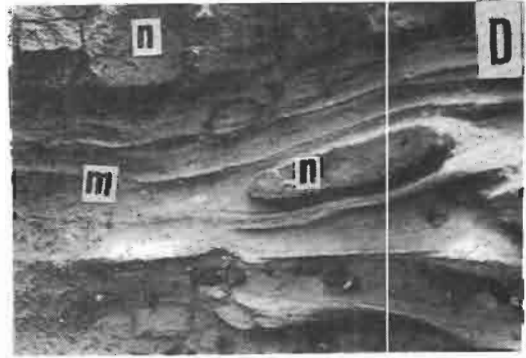
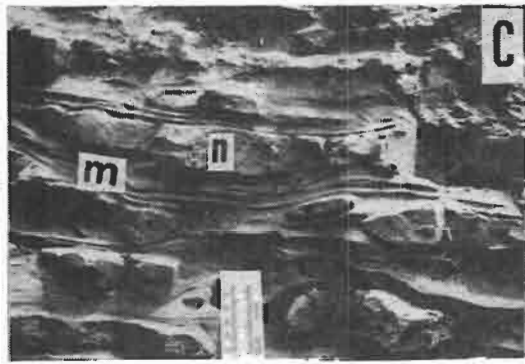
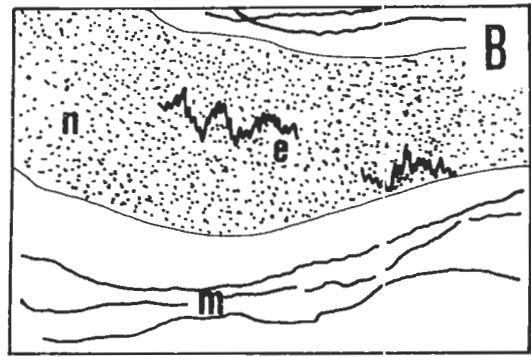
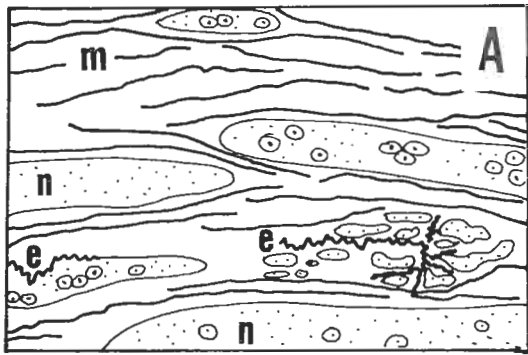






FIGURA 03 - Feições resultantes de dissolução por pressão: (A, B, C, D, F, G,) - Estruturas Nodulares; (A) - Estrutura Brechada; (H) Estrutura Laminada. Legenda- (e) estilólito; (m) microestilólito; (em) enxames; (n) nódulos; (la) ligaduras argilosas;  oolito silicificado;  marga argilosa;  arenito quartzoso  nível silicificado- lamito algal

DINÂMICA DE SEDIMENTAÇÃO EM UMA PLATAFORMA MARINHA DOMINADA POR TEMPESTADES - FORMAÇÃO CABOCLO (PROTEROZÓICO MÉDIO, ESTADO DA BAHIA)

José Silvio Silveira

Curso de Pós-Graduação em Geologia/IGEO/UFBA

Roberto Célio Valadão

Curso de Pós-Graduação em Geologia/IGEO/UFBA

José Maria Landim Dominguez

Curso de Pós-Graduação em Geologia - PPPG/IGEO/UFBA

A Formação Caboclo do Grupo Chapada Diamantina (Proterozóico Médio), tem sido interpretada como deposição em uma plataforma marinha rasa sob a ação de ondas de tempestade. Documentação detalhada dos sedimentos desta formação na região de Morro do Chapéu (Fig. 1), confirmam esta interpretação e fornecem dados adicionais que permitem reconstruir a dinâmica de sedimentação naquela plataforma, assim como estabelecer as relações dinâmicas entre a Formação Caboclo e a Formação Morro do Chapéu que lhe é sobreposta, interpretada como deposição em ambiente marinho raso dominado por marés.

A Formação Caboclo na região de Morro do Chapéu é constituída de metarenitos amarelados (Litofácies A) e metalamitos avermelhados (Litofácies L) interestratificados. A litofácies A é volumetricamente mais expressiva e compreende camadas e lentes de metarenitos muito finos exibindo espessuras variáveis (1-200 cm). O contato basal das camadas de metarenito com os metalamitos é brusco enquanto no topo das camadas este contato pode ser gradacional. Documentação minuciosa das características texturais, dos padrões de acamamento e das estruturas sedimentares presentes nesta litofácies, permitiu sua subdivisão em quatro sub-litofácies descritas a seguir (Fig. 2): SUB-LITOFÁCIES A1 - A principal característica desta sub-litofácies é a grande espessura das camadas de metarenito, que varia entre 0,50 e 2,00 m, e sua pequena continuidade lateral comparada à sua espessura. Esta grande espessura resulta do amalgamento, sempre na parte mais espessa, de duas ou mais camadas configurando grandes lentes de base plana e topo convexo, com extensão lateral aproximada de 15 m. Estas lentes afinam em todas as direções na escala de afloramento sugerindo uma geometria lobada em planta. Estruturas de carga comumente são encontradas completamente envolvidas por metarenitos ou na interface metarenito-metalamito, apresentando forma elíptica a aproximadamente esférica (alguns centímetros a pouco mais de 1 metro). Na sola das camadas é comum a presença de marcas de objeto ("bounce moulds" e "prod moulds"), indicando um persistente fluxo unidirecional orientado para N310° (costa afora). Clastos subangulares de lamito com eixo maior exibindo comprimento de até 2 cm podem ser encontrados junto à base das camadas de metarenito. Internamente as camadas de meta

renito podem ser massivas ou exibirem abundantes estruturas sedimentares. Estas estruturas são descritas abaixo visto que a sub-litofácies A1 é formada pelo amalgamento de camadas da sub-litofácies A2. O topo das camadas de metarenito pode apresentar marcas onduladas simétricas geradas por onda.

SUB-LITOFÁCIES A2 - Predominam nesta sub-litofácies camadas de metarenitos com espessura em torno de 20-50 cm. A espessura de uma mesma camada exibe grande variabilidade lateral, afinando e espessando em todas as direções. Como consequência, a superfície superior é tridimensional apresentando "domos" e "bacias" com espaçamento da ordem de metros. Estruturas de carga embora raras, são encontradas na sola das camadas. Ainda na sola, marcas de objeto ("bounce moulds" e "prod moulds") indicam a semelhança do que ocorre na sub-litofácies A1, paleocorrentes fluindo para N310^o. Clastos subangulares de lamito ocupam a base de algumas camadas. Laminação plano-paralela embora característica da porção basal de muitas camadas, pode ser a estrutura dominante em toda a camada. Lineação de partição associada à laminação plano-paralela possui orientação concordante com as marcas de objeto encontradas na sola das camadas. A laminação plano-paralela pode gradar vertical e/ou lateralmente para (1) estruturas sinusoidais (estruturas que embora apresentem "domos" e "bacias" nos planos de acamamento, não mostram truncamentos internos em seção vertical), (2) truncamentos de baixo ângulo (estruturas resultantes da preservação apenas das "bacias") e (3) estratificação cruzada do tipo "hummocky" (quando "domos" e "bacias" estão presentes nos planos de acamamento e truncamentos internos são observados em seção vertical). Uma mesma camada pode entretanto apresentar localmente apenas uma única das estruturas sedimentares mencionadas acima. Algumas camadas apresentam no topo marcas onduladas simétricas geradas por onda, produzindo localmente padrões de interferência.

SUB-LITOFÁCIES A3 - Caracterizam esta sub-litofácies camadas tabulares com espessuras de 3-20 cm e grande continuidade lateral, podendo serem seguidas em afloramento por distâncias superiores a 100 m. As camadas exibem base planar e topo normalmente ondulado. Abundantes marcas de objeto do tipo "bounce moulds" e "prod moulds" são observadas na sola das mesmas e indicam correntes fluindo para N310^o. A porção basal das camadas de metarenito pode exibir laminação plano-paralela, com espessura máxima em torno de 5 cm, a qual gradua em direção ao topo da camada para estratificação cruzada do tipo "hummocky", estrutura predominante nesta sub-litofácies. Localmente estruturas do tipo sinusoidal e truncamentos em baixo ângulo têm sido observadas.

SUB-LITOFÁCIES A4 - Predomina nesta sub-litofácies acamamento lenticular a ondulado, com espessuras inferiores a 3 cm. Estas lentes se organizam em horizontes com grande continuidade lateral e apresentam características de ondulações "famintas" estando totalmente imersas em lamitos. Internamente as lentes de metarenito exibem laminações com truncamentos de baixo ângulo gerados por ação de ondas, as quais são diagnósticas desta sub-litofácies.

A litofácies de metalamitos (L) (Fig. 2) consiste de camadas argilo-siltosas averlhadas de grande continuidade lateral que ocorrem intercaladas às camadas de metarenitos. A espessura varia desde alguns milímetros a pouco mais de 2 m. Duas sub-litofácies foram identificadas:

SUB-LITOFÁCIES L1 - Caracterizada por intercalações milimétricas de silte e argila com grande continuidade lateral, conferindo ao acamamento um aspecto bem laminado.

SUB-LITOFÁCIES L2 - Camadas de lama massiva exibindo grande continuidade lateral, variando de alguns centímetros a pouco mais de 2 m.

A origem das camadas de metarenito está associada à ação de ondas durante tempestades. Marcas de objeto observadas na sola das camadas e lineações de partição associadas a laminações plano-paralela, registram a atuação de um persistente fluxo unidirecional para NW ($N310^{\circ}$), possivelmente controlado pelo declive da plataforma. Em direção ao topo de cada camada, estruturas tipicamente geradas pela ação de ondas estão presentes diagnosticando a atuação de um fluxo oscilatório. O tipo de estrutura resultante depende diretamente da taxa de deposição de material em suspensão. As estruturas sinusoidais aqui descritas são tipicamente geradas pela ação de ondas associadas a elevadas taxas de deposição de material em suspensão, não permitindo o desenvolvimento de truncamentos internos. Taxas menores produziriam laminações com truncamentos de baixo ângulo (preservando apenas "bacias") ou estratificação cruzada do tipo "hummocky" (preservando "domos" e "bacias" e produzindo truncamentos internos).

A arquitetura tridimensional das camadas de metarenito como observada em afloramento, sugere que a deposição assumiu a forma de lobos. O suprimento de sedimento para estes lobos se deu segundo eixos preferenciais, como evidenciado pelo fato do amalgamento de camadas na sub-litofácies A1 ocorrer sempre na parte mais espessa das mesmas. Observa-se ainda que a sub-litofácies A1 passa lateralmente para a sub-litofácies A2, devido ao aumento na espessura dos metalamitos intercalados. Isto atesta que os lobos resultam de múltiplos episódios de deposição ao invés de um único. À medida que nos afastamos das zonas de deposição principais, as camadas adquirem forma tabular e maior continuidade lateral (sub-litofácies A3), ou mostram evidências de diminuição no suprimento de sedimento (sub-litofácies A4). A deposição associada a correntes muito diluídas possivelmente também associadas a tempestades, alternadas com sedimentação de tempo bom, deram origem respectivamente aos siltitos e argilitos intercalados que constituem a sub-litofácies L1.

Qual seria então a origem das correntes alimentadoras dos lobos depositados durante tempestades? A Formação Morro do Chapéu que ocorre sobreposta à Formação Caboclo é interpretada como deposição em ambiente marinho raso. Neste ambiente, grandes extensões arenosas do fundo ("sand flats"), eram modeladas em "sandwaves" e mais raramente em dunas subaquosas pela ação de correntes de maré. Medidas de paleocorrentes em estratos cruzados acanalados resultantes da migração de dunas subaquosas ($N310^{\circ}$), as quais indicam velocidades de fluxo elevadas, coincidem com aquelas

encontradas na sola das camadas de metarenito da Formação Caboclo (N310⁰). Isto sugere que durante as tempestades correntes de maré teriam sido intensificadas e seriam portanto as responsáveis pelo transporte dos sedimentos arenosos para as partes mais profundas da plataforma, onde a Formação Caboclo teria sido depositada. A deposição destes sedimentos se daria sob o domínio de ondas de tempestade. O empilhamento destes lobos na plataforma dá origem a ciclos nos quais a espessura das camadas aumenta em direção ao topo (Fig. 3).

AGRADECIMENTOS - Agradecemos à CPRM pela utilização das instalações do CIEG (Centro Integrado de Estudos de Geologia), durante a realização deste trabalho, em particular à pessoa do geólogo Antonio Dourado, pelo contínuo estímulo e encorajamento para a realização de trabalhos de pesquisa na região de Morro do Chapéu.

Figura 1 - Localização da área de estudo.

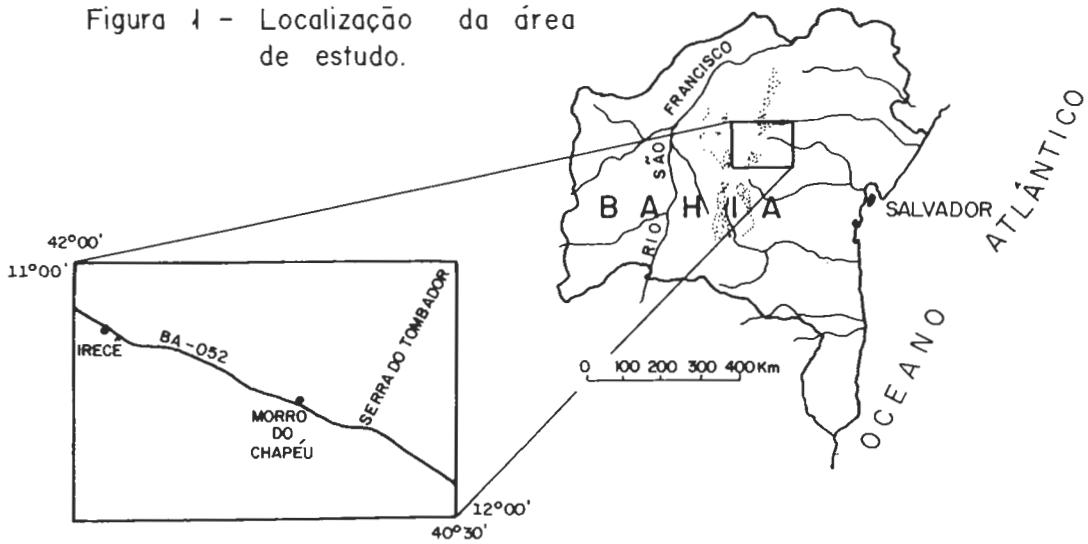
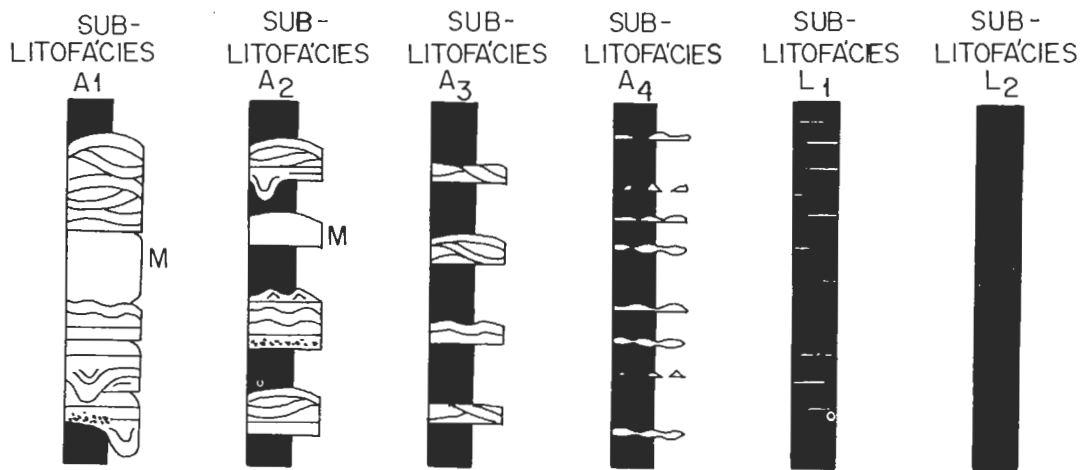


Figura 2 - Sub-litofácies características da Fm. Caboclo



LEGENDA (Figuras 2 e 3)

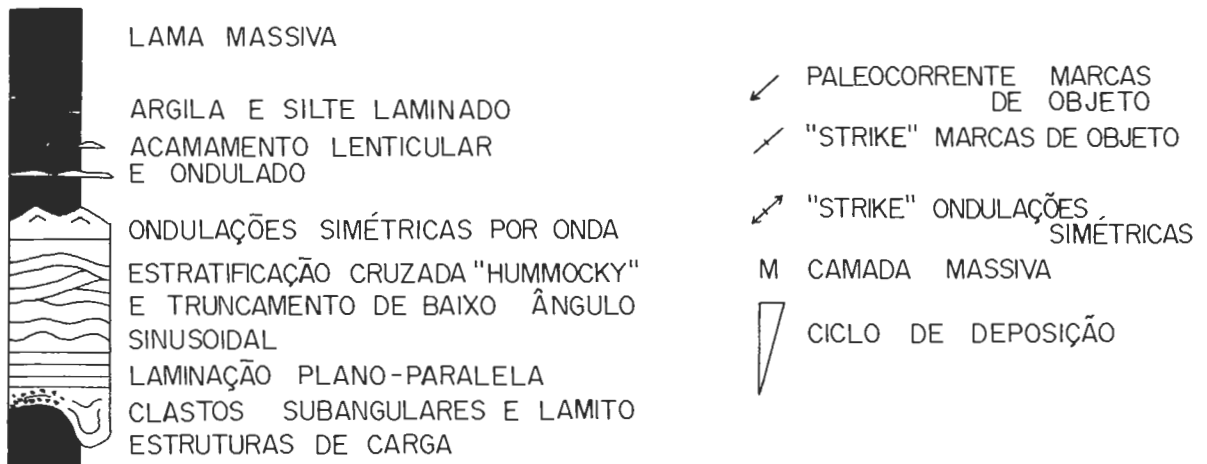
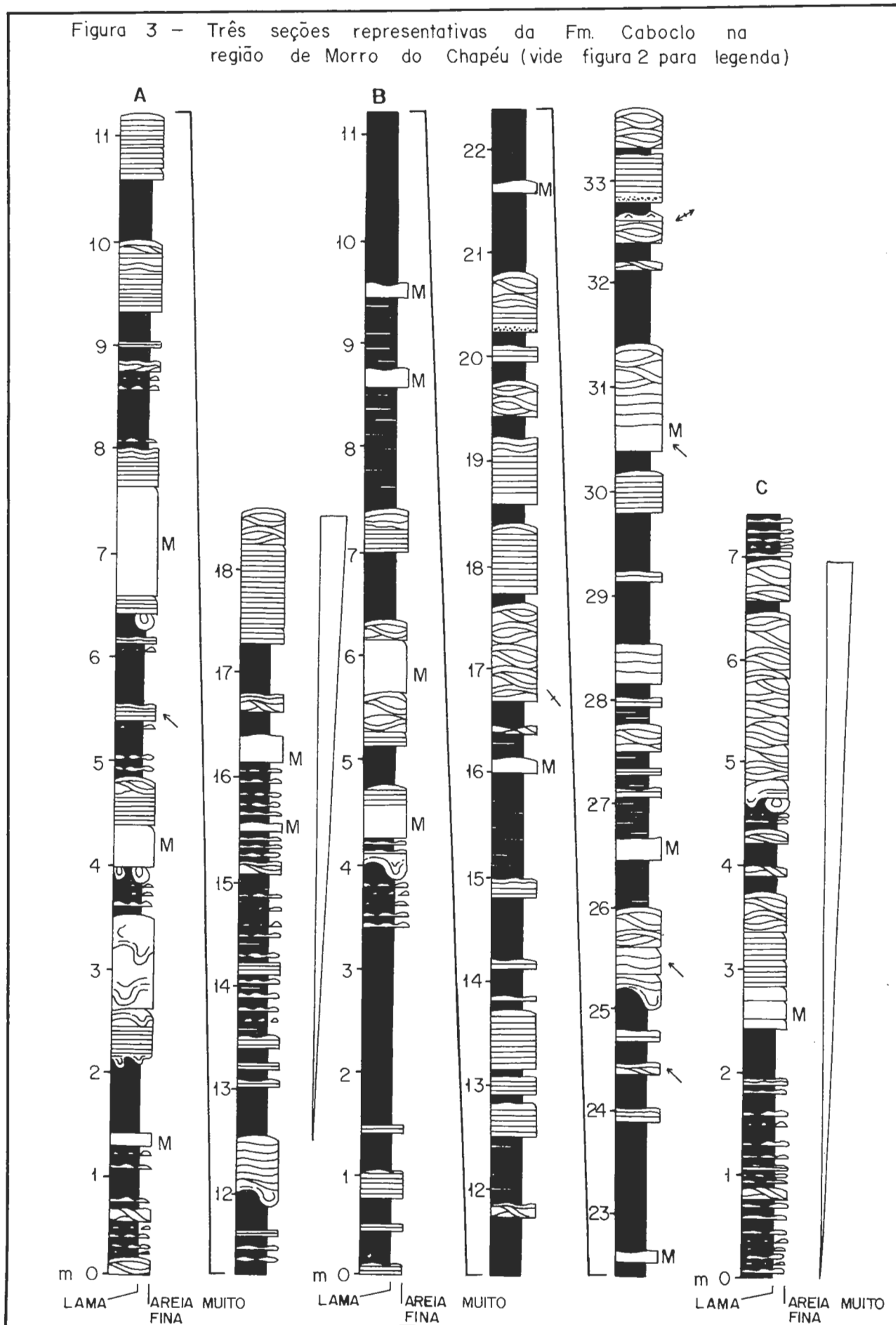


Figura 3 - Três seções representativas da Fm. Caboclo na região de Morro do Chapéu (vide figura 2 para legenda)



ESTRUTURAS DE CONTRAÇÃO EM PLANÍCIES DE MARÉS TERRÍGENAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU
- GRUPO CHAPADA DIAMANTINA (PROTEROZÓICO MÉDIO/BAHIA)

Ademar Zanini Júnior - Pós-Graduação em Geologia - IGEO/UFBA

José Maria Landim Dominguez - Curso de Pós-Graduação em Geologia - PPPG/IGEO/UFBA

Zelinda Margarida de A.N.Leão - Curso de Pós-Graduação em Geologia-PPPG/IGEO/UFBA

A ocorrência de estruturas de contração, associadas aos depósitos de planícies de marés terrígenas da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina (Proterozóico Médio), chama a atenção pela variedade das formas encontradas e frequência com que ocorrem. Esta diversidade de formas, muitas vezes lembrando rastros de organismos, sua gênese, e possíveis implicações paleoambientais, são o objeto de atenção do presente trabalho.

Excelentes exposições destes depósitos de planícies de marés terrígenas foram estudadas em um afloramento situado 24 km a oeste da cidade de Morro do Chapéu, ao longo da BA-052 (Fig. 1). Nesse afloramento, documentação detalhada de estruturas sedimentares, características texturais e relações estratigráficas observadas nos sedimentos permitiram a identificação de 4 litofácies principais (Fig. 2).

Litofácies 1 - compreende quartzitos médios a finos, avermelhados a acinzentados, exibindo abundantes estratificações cruzadas interpretadas como resultantes da migração de formas de leito do tipo "sand-wave". Estratificação cruzada do tipo espinha-de-peixe é muito comum nestes sedimentos. Paleocorrentes indicam direção para $N300^{\circ}$ com componente secundário para $N30^{\circ}$. Marcas onduladas por ondas são comuns nos planos de acamamento. Fragmentos de lamito ("mudchips") de cor avermelhada são também comuns nesta litofácies. A provável origem para estes sedimentos é de deposição na região de submaré, em planícies arenosas ("sand flats"), sob a ação de correntes de maré e ondas.

Litofácies 2 - compreende metarenitos e metalamitos interestratificados. As camadas de metarenitos apresentam espessuras de até 50 cm, exibindo base plana e topo com marcas onduladas por ondas. Internamente estas camadas apresentam laminação cruzada do tipo truncada por ondas e fragmentos de lamito ("mudchips"). Camadas mais espessas de metarenito resultam do amalgamento de camadas mais finas separadas por filmes de lamito. Estruturas de contração foram observadas associadas a estes filmes. As camadas de metalamito apresentam lentes de metarenito grosso a fino exibindo internamente truncamentos por ondas. Tanto o topo como a base destas lentes também apresentam estruturas de contração.

Litofácies 3 - compreende metalamitos róseos a arroxeados finamente laminados e exibindo abundante acamamento do tipo lenticular. As lentes de metarenito grosso a

fino apresentam internamente laminações cruzadas que mergulham em direções opostas. Formas canalizadas truncando o acamamento principal são observadas nesta fácies. Estruturas de contração são abundantes, estando presentes no topo e base das lentes de matarenito.

Litofácies 4 - compreende metargilitos e metasiltitos de cor roxa a avermelhada, finamente laminados. Acamamento lenticular a ondulado está localmente presente. Estruturas de contração são observadas tanto na base como no topo das lentes e camadas de metarenito assim como nos metalamitos propriamente ditos. Níveis conglomeráticos de fragmentos de argila ("mudchip conglomerate") são também encontrados nesta litofácies.

As litofácies 2,3 e 4 são interpretadas como resultantes da deposição em ambiente de planície de marés, devido à abundância de acamamento do tipo lenticular e ondulado e a presença de estruturas de contração, características deste ambiente sedimentar. As litofácies 2 e 3 foram provavelmente depositadas na região de intermarés, devido à abundância de estruturas geradas por ondas e correntes, enquanto que a litofácies 4 parece representar deposição em ambiente de intermarés superior à supramaré, devido a diminuição acentuada na abundância de lentes e camadas de metarenito e a presença de estruturas de contração típicas de exposição subaérea, como discutido abaixo.

A utilização do termo "estruturas de contração", em detrimento daqueles mais popularmente conhecidos como gretas de ressecamento ou dessecação, se deve ao fato de existir uma grande variedade de origens para tais estruturas, a saber: processos tectônicos, cunhas de gelo, crescimento de cristais de sal (diagenético), dessecação (subaéreo) e sinerese (subaquoso). De todos estes processos, os dois últimos (dessecação e sinerese) são os mais comuns. Recentemente, Plummer & Gostin (1981) revisaram a farta literatura a respeito destes dois tipos de estruturas e estabeleceram critérios para o seu reconhecimento. Com base nestes critérios foi possível reconhecer 4 tipos principais de estruturas de contração no afloramento estudado.

Tipo 1 - SINUOSA (Fig. 3a) - observada nas litofácies 2,3 e 4, sendo mais comuns nesta última. Sua ocorrência está restrita aos níveis de lamitos, que preenchem as calhas de marcas onduladas simétricas. Estas estruturas são predominantemente paralelas às cristas das marcas onduladas, mas localmente podem interceptá-las. São em geral rasas, devido provavelmente à pequena espessura dos lamitos, alcançando até 10cm de extensão e larguras inferiores a 5 mm. Geralmente são preenchidas por areia fina ou silte, ganhando destaque quando vistas em planta sobre o afloramento alterado, quando o preenchimento da mesma apresenta micro-relevo positivo. Apresentam seção transversal em "U" e provocam arqueamento e depressões na base e topo das camadas de metarenito, situadas respectivamente acima e abaixo da estrutura. São pouco abundantes no afloramento estudado. A forma sinuosa deste tipo de estrutura tem sido constantemente confundida com rastros de organismos (Plummer & Gostin 1981). Apesar de vários exemplos de possível atividade biológica em ambientes de planície de marés

terrígena de idade Proterozóica terem sido descritas na literatura, recentemente estas estruturas têm sido reinterpretadas como resultantes de contração, sob condições subaquosas (Plummer & Gostin 1981; Donovan & Foster 1972; Pickard 1966; Wheller & Quinlan 1951). Plummer & Gostin (1981) classificaram este tipo de estrutura como de origem por sinerese.

Tipo 2 - LONGITUDINAL (Fig. 3b,c) - ocorre na forma de estruturas alongadas, retas ou suavemente curvas, que se estendem por até 20 cm, impressas tanto no topo como na base das camadas e lentes de metarenito da litofácies 2. Este tipo ocorre preferencialmente acompanhando as cristas de marcas onduladas e lentes de metarenito, podendo localmente apresentar-se transversal às ondulações, dando origem a padrões retangulares e dendríticos. Seu preenchimento ocorre preferencialmente de baixo para cima e apresenta seção transversal em "U". Raros exemplos deste tipo foram observados no afloramento estudado. Nenhuma referência a esta forma especial de estrutura tem sido citada na literatura, porém, preenchimentos de baixo para cima estariam rejeitados, segundo Plummer & Gostin (1981), a processos de contração subaquosos, razão pela qual relacionamos estas estruturas a fenômenos de sinerese.

Tipo 3 - EIXO (Figs. 3d,e,f) - estruturas em forma de eixo "spindle" ou "linear", têm ampla ocorrência nos sedimentos estudados sendo encontradas principalmente nas litofácies 2 e 3. Estas estruturas apresentam comprimentos da ordem de 0,5 a 6,0 cm e larguras entre 0,1 a 0,5 cm. Podem ocorrer isoladas, caso em que os eixos não se interceptam, ou truncadas, sendo observadas tanto no topo como na base de camadas e lentes de metarenito. Estas estruturas são penetrativas e seccionam os metalamitos que ocorrem intercalados às camadas de metarenito, alcançando profundidades de até 2 cm e forma de "v" em seção transversal. O preenchimento destas estruturas, constituído de areia ou silte, encontra-se deformado dando origem a dobras ptigmáticas. As laminações acima e abaixo destas dobras ptigmáticas apresentam respectivamente arqueamentos e depressões. Estas deformações foram produzidas, sem dúvida, durante a compactação das camadas. Plummer & Gostin (1981) classificam este tipo de estrutura também como de sinerese.

Tipo 4 - POLIGONAIS (Figs. 3g,h) - estruturas típicas de dessecação, resultantes de exposição subaérea, formando um padrão poligonal típico em planta (retangular a hexagonal). O preenchimento destas feições apresenta seção transversal em "v" e é constituído em grande parte por sedimentos finos (lama), alcançando profundidades de até 15 cm. Em comparação com as estruturas do tipo 3, o preenchimento apresenta pouca ou nenhuma deformação quando observado em seção transversal.

Estruturas de contração são originadas em sedimentos lamosos, em resposta a tensões produzidas pelo decréscimo do volume de sedimento, devido à perda de água. Esta perda pode ser induzida por variação de salinidade do meio depositante, compactação e aumento da temperatura. Gretas de contração do tipo sinerese seriam favorecidas quando as argilas se depositassem em ambientes de alta salinidade. Segundo White (1961), salinidades elevadas favorecem a floculação de argilas, acelerando a sua se

dimentação. Esta rápida decantação resulta em uma orientação aleatória das placas de argila, diminuindo a fissilidade característica das mesmas e permitindo, durante a compactação, que a argila perca água e se contraia. Esta compactação pode ocorrer na interface água-sedimento, resultante da reorganização das placas de argila sob seu próprio peso. Alternativamente uma origem intraestratal tem sido proposta para algumas destas estruturas (Plummer & Gostin 1981). Neste caso as estruturas de contração se formariam no interior dos sedimentos durante a compactação e não mais na interface sedimento-água. O preenchimento das gretas de origem intraestratal pode ser oriundo tanto de cima quanto de baixo do nível argiloso em que elas ocorrem.

No afloramento estudado podemos observar uma dominância de estruturas de contração do tipo sinerese. A associação destas estruturas com feições produzidas durante compactação, tais como: (1) preenchimento das gretas formando dobras ptigmáticas e (2) arqueamento e depressão das laminações situadas acima e abaixo dos preenchimentos, favorecem à hipótese de que estas estruturas foram originadas durante a compactação dos sedimentos e são de caráter intraestratal. De outro lado estruturas de contração do tipo ressecamento, características da litofácies 4, têm seu preenchimento muito pouco deformado, sugerindo pouca compactação.

O estudo das estruturas de contração sugerem que as planícies de marés estudadas eram alimentadas por sistemas fluviais situados nas proximidades. Nestas planícies, as condições de circulação restrita favoreceram o desenvolvimento de altas salinidades. As argilas trazidas pelos sistemas fluviais rapidamente flocluraram neste ambiente, resultando em orientação aleatória das suas placas. Este quadro era extremamente favorável a uma redução substancial no volume destes sedimentos argilosos durante a compactação, permitindo o desenvolvimento abundante de gretas de contração. A repetição de litofácies observada no afloramento e documentada na Figura 2 sugere a existência de variações do nível do mar durante a deposição destes sedimentos.

AGRADECIMENTOS - Agradecemos à CPRM pela utilização das instalações do CIEG (Centro Integrado de Estudos de Geologia), durante a realização deste trabalho, em particular à pessoa do geólogo Antonio Dourado, pelo contínuo estímulo e encorajamento para a realização de trabalhos de pesquisa na região de Morro do Chapéu.

BIBLIOGRAFIA

- DONOVAN, R.N. & FOSTER, R.J. 1972. Subaqueous Shrinkage Cracks from the Caithness Flagstone Series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. *Jour.Sed.Petrol.*, 42: 309-317.
- PICARD, M.D. 1966. Oriented, linear-shrinkage cracks in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge area, Uinta Basin, Utah. *Jour.Sed.Petrol.*, 36: 1056-1057.
- PLUMMER, P.S. & GOSTIN, V.A. 1981. Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? *Jour.Sed.Petrol.*, 51: 1147-1156.
- WHEELER, H.E., & QUINLAN, J.J. 1951. Pre-Cambrian sinuous mudcracks from Idaho and Montana. *Jour.Sed.Petrol.*, 21: 141-146.
- WHITE, W.A. 1961. Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, 31: 560-570.

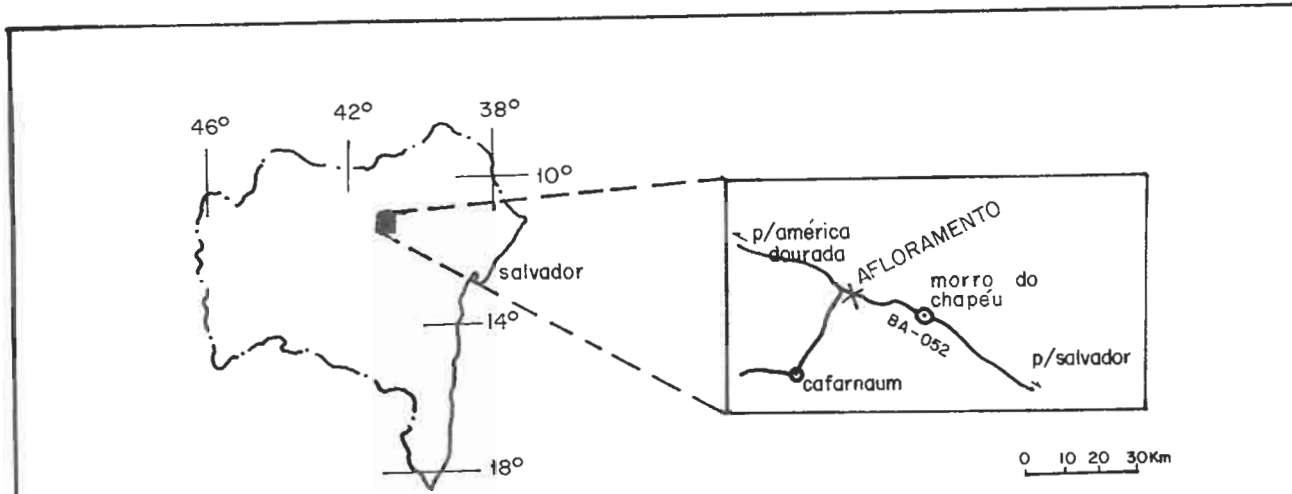


FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

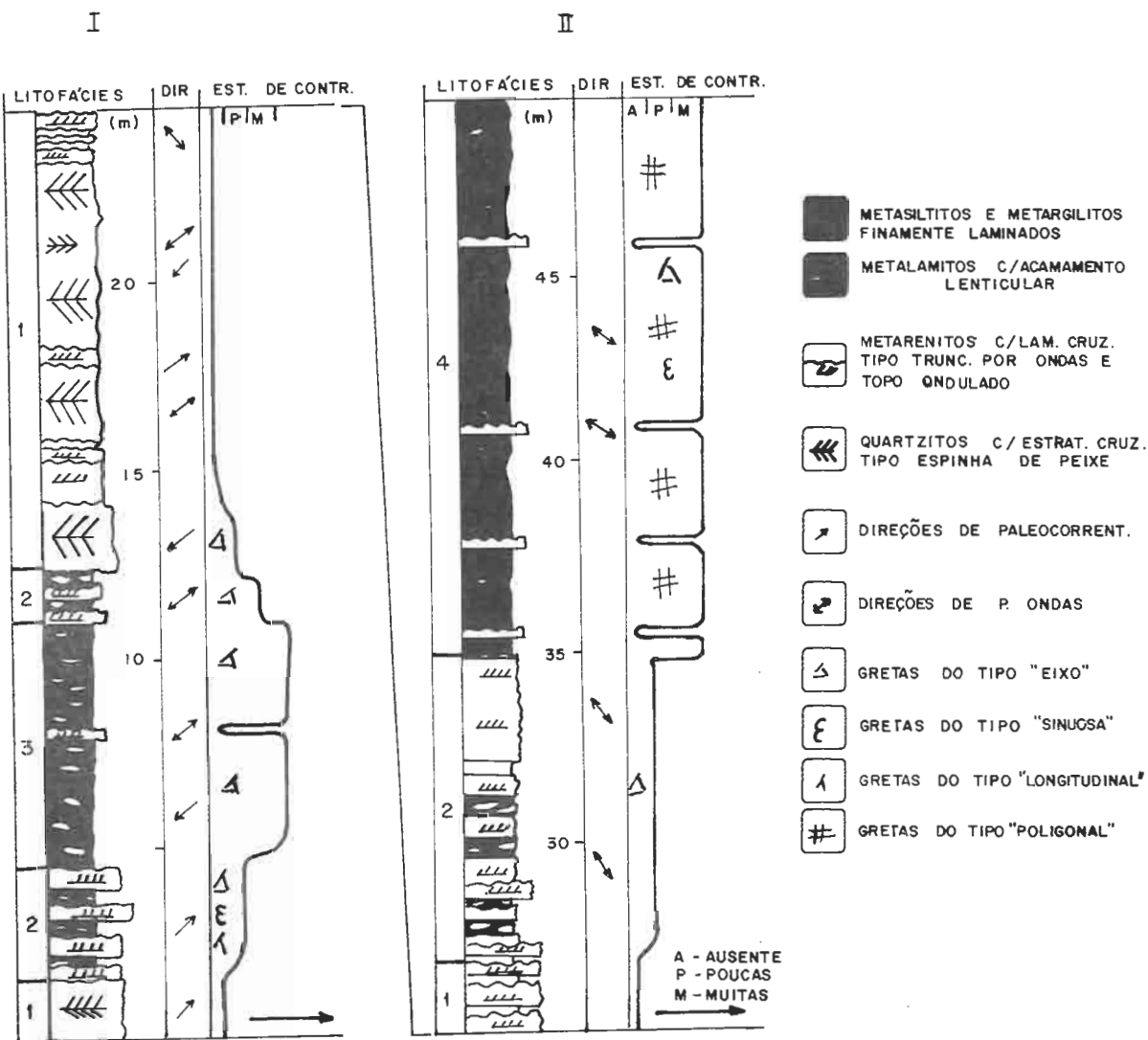


FIGURA 2 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA P/ O AFLORAMENTO DA Fm. MORRO DO CHAPÉU, REPRESENTANDO AS DIFERENTES LITOFÁCIES, DIREÇÕES DE PALEOCORRENTE E PALÉO-ONDAS, TIPOS E FREQUÊNCIA DE ESTRUTURAS DE CONTRAÇÃO OBSERVADAS.

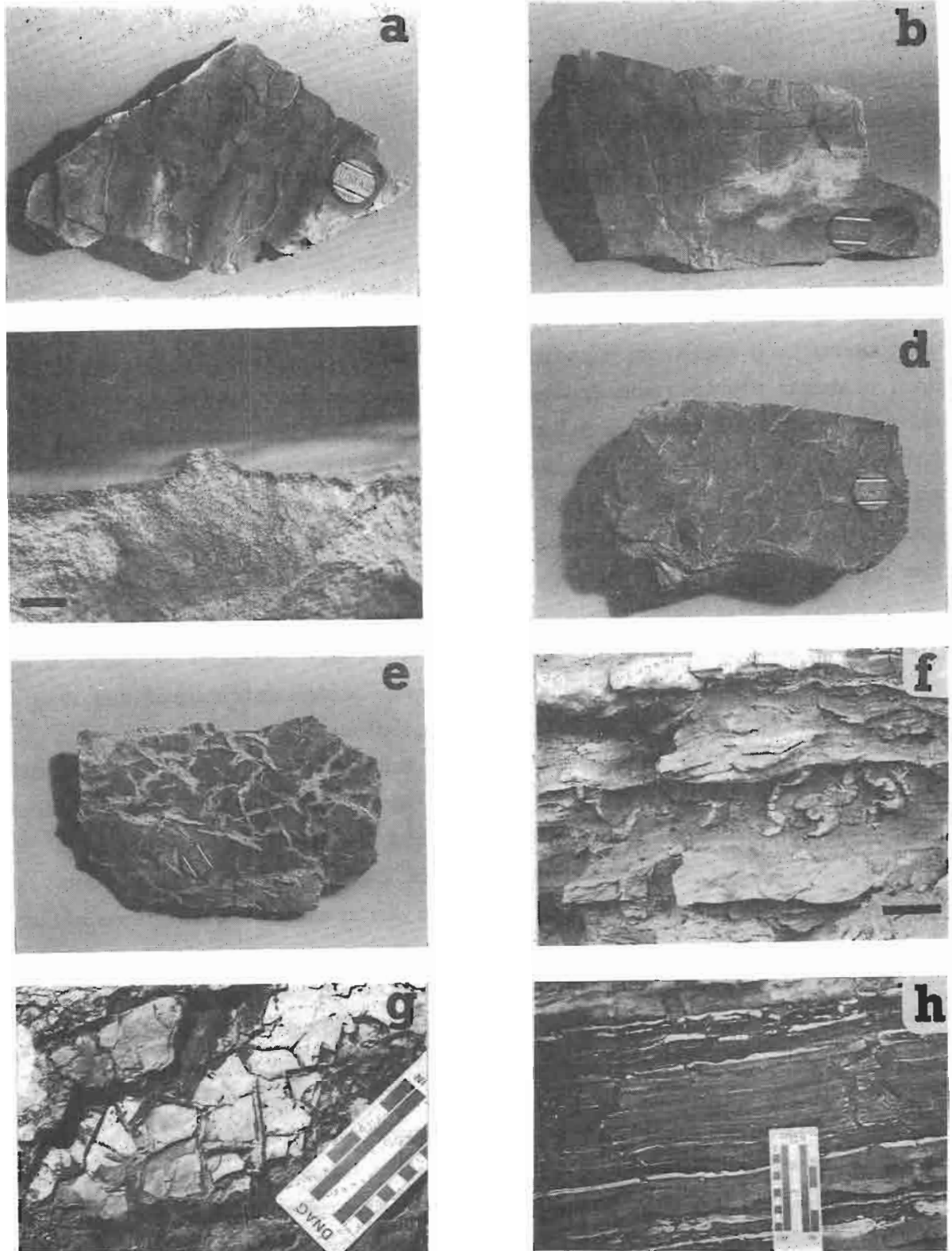


FIGURA 3 - Estruturas de contração na Formação Morro do Chapéu: a) tipo "Sinuosa", ocorrendo preferencialmente nas calhas das marcas onduladas simétricas (topo da camada); b) tipo "Longitudinal" (topo da camada); c) tipo "Longitudinal" em seção, evidenciando o preenchimento de baixo para cima (barra = 1 cm); d) tipo "eixo" isoladas (base da camada); e) tipo "eixo" amalgamadas (base da camada); f) tipo "eixo" em seção vertical, formando dobras ptygmáticas (barra = 2 cm); g) tipo "Poligonal" (topo da camada); e, h) tipo "Poligonal" em seção vertical.

SEDIMENTAÇÃO FLUVIO-EÓLICA NO PROTEROZÓICO MÉDIO, FORMAÇÃO TOMBADOR, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, ESTADO DA BAHIA.

Emilio Paim Otero - Curso de Pós-Graduação em Geologia/IGEO/UFBa

José Maria Landim Dominguez - Curso de Pós-Graduação em Geologia/PPPG/IGEO/UFBa

Carlos César Uchôa de Lima - Curso de Pós-Graduação em Geologia/IGEO/UFBa

Tem-se sugerido que a ausência de vegetação antes do Siluriano teria influenciado fortemente o estilo de deposição em ambientes continentais. Segundo alguns autores, sistemas fluviais meandantes teriam uma ocorrência muito restrita ou seriam quase inexistentes antes do Siluriano, predominando sistemas fluviais de caráter entrelaçado. Esta ausência de vegetação também facilitava o retrabalhamento pelo vento de quaisquer sedimentos depositados em ambiente continental e expostos subaereamente. Estudos realizados na Formação Tombador (Proterozóico Médio), revelaram aspectos importantes referentes a esta questão.

A Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, aflora na borda leste da Chapada Diamantina, em uma escarpa contínua entre as cidades de Morro de Chapéu e Jacobina (Fig. 3). Nesta escarpa, foram levantadas três seções estratigráficas (Fig. 1), nas quais foram identificadas as seguintes litofácies:

LITOFÁCIES A - repousa diretamente sobre o embasamento Arqueano. É constituída na base por arenitos grossos, mal selecionados, nos quais ocorrem dispersos grânulos, seixos e calhaus angulosos de quartzito e rochas granitóides do embasamento. Intercalados nestes arenitos grossos ocorrem arenitos finos e siltitos, muito bem selecionados, massivos apresentando marcas onduladas muito achatadas de origem eólica.

Em direção ao topo desta litofácies, predominam arenitos finos e siltitos, que incluem localmente grânulos angulosos segregados em lâminas. Camadas de arenitos médios a grossos, bem selecionados, com boa segregação de grãos em lâminas, definindo uma laminação plano-paralela, têm sido ainda observados na porção superior desta litofácies.

Esta litofácies foi interpretada como resultado da deposição em pequenos leques aluviais preenchendo depressões no embasamento Arqueano. As camadas de arenito muito fino e silito bem selecionados, provavelmente resultaram do retrabalhamento pelo vento, dos sedimentos depositados nos leques aluviais. Esta litofácies é bem desenvolvida na seção de Morro do Chapéu. Em Jacobina, observam-se ainda formas sigmoidais indicando a presença de pequenos deltas que também preenchem depressões no embasamento.

LITOFÁCIES B - esta litofácies foi subdividida em duas sub-litofácies: B-1 e B-2.

SUB-LITOFÁCIES B-1 - é constituída predominantemente por arenitos médios a grossos normalmente mal selecionados, com grãos sub-angulosos. Estratificação cruzada do ti

po acanalada, com espessuras variando entre 5 e 20 cm, é a estrutura sedimentar dominante. Estratificação cruzada do tipo planar, com 5 a 15 cm de espessura, ocorre localmente. Conjuntos de estratificações cruzadas são limitadas por superfícies que de finem claramente uma geometria canalizada. Estes canais, apresentam espessuras de até 60 cm e largura variável que alcança até algumas dezenas de metros. Nestes canais, a gradação é normal com o tamanho dos seixos e da fração areia diminuindo em direção ao topo. Também o tamanho das estratificações cruzadas diminui da base para o topo. As medidas de paleocorrentes nesta litofácies, apesar de exibirem uma ampla dispersão, mostram uma tendência das mesmas em fluírem para oeste (N260-290°).

SUB-LITOFÁCIES B-2 - é constituída por arenitos médios, bem selecionados, com grãos sub-angulosos a sub-arredondados. Laminação plano-paralela é a estrutura sedimentar predominante nesta sub-litofácies. É notável nesta laminação, a excelente segregação das partículas sedimentares tamanho areia grossa e grânulo, as quais dão origem a camadas centimétricas, linha de grãos e pequenas marcas onduladas (coarse ripples). Ocorre ainda nesta sub-litofácies, estratificação cruzada planar de baixo ângulo, com espessuras variáveis entre 15 e 20 cm, exibindo contato basal tangencial e passando lateralmente para laminação plano-paralela. Marcas onduladas assimétricas de altura muito reduzida, ocorrem intimamente associadas à laminação plano-paralela.

As sub-litofácies B-1 e B-2 ocorrem intercaladas verticalmente, ou podem passar lateralmente uma para a outra. O contato entre o topo da sub-litofácies B-1 e a base da sub-litofácies B-2 é brusco e comumente marcado por uma linha de seixos e/ou grânulos, enquanto o contato entre o topo da sub-litofácies B-2 e a base da sub-litofácies B-1 apesar de brusco, não apresenta linhas de seixos. São ainda observadas em alguns contatos entre as duas sub-litofácies ou no interior da sub-litofácies B-2, camadas de lama esverdeada com espessura centimétrica e de grande continuidade lateral. A litofácies B, é interpretada como produto da deposição em sistemas fluviais efêmeros do tipo entrelaçado (sub-litofácies B-1), retrabalhados pelo vento durante períodos secos (sub-litofácies B-2). Este retrabalhamento pelo vento, teria dado origem a depósitos eólicos de baixo ângulo (lençóis de areia) do tipo "B", como definidos em Fryberger et al. (1979) para campos de dunas no Estado do Colorado (E.U.A.). Superfícies de deflação, marcam geralmente a passagem da sub-litofácies B-1 para B-2, como atestam as linhas de seixos que caracterizam este contato. As camadas de lama teriam sido depositadas em períodos de maior inundação dos sistemas fluviais. A litofácies B está presente apenas na seção de Morro do Chapéu.

LITOFÁCIES C - é constituída de arenitos médios com grãos sub-angulosos a sub-arredondados. Caracterizam esta litofácies, alternância de camadas com laminação plano-paralela e camadas com estratificação cruzada planar de médio porte, exibindo baixo ângulo de mergulho e contato basal tangencial. Observa-se ainda que a estratificação cruzada planar sempre passa lateralmente para a laminação plano-paralela. Nesta laminação, é muito comum a presença de marcas onduladas assimétricas de pequena altura e a boa segregação de grãos tamanho areia grossa e grânulos em lâminas. Medidas de

paleocorrentes mostram fluxos essencialmente para norte. Esta litofácies é interpretada como deposição em lençóis de areia sobre os quais migravam dunas de pequeno porte. A litofácies C está presente nas três seções estudadas.

LITOFÁCIES D - é constituída por arenitos finos a médios mal selecionados, caracterizados por um acamamento irregular, enrugado, definido por filmes de argila esverdeada. São observadas ainda pequenas ondulações irregulares, de altura variando de milímetros a alguns centímetros. Localmente são observadas marcas onduladas assimétricas de pequena altura.

O acamamento irregular enrugado, característico desta litofácies, foi interpretado como laminações de adesão conforme definidas em Kocurek & Fielder (1982). Estas estruturas indicam que esta litofácies foi depositada em um local relativamente úmido, onde partículas sedimentares trazidas em suspensão pelo vento eram aprisionadas nas superfícies úmidas existentes. Esta litofácies está presente nas seções de Jacobina e Miguel Calmon, sendo bem mais desenvolvida nesta última.

LITOFÁCIES E - é constituída por arenitos médios, bem selecionados, exibindo estratificação cruzada de grande porte (até 5 m de espessura) com contato basal tangencial. Na base da seção de Miguel Calmon, é observado que internamente, esta estratificação cruzada exibe uma excelente segregação dos grãos tamanho areia grossa, em lâminas ou cunhas, as quais se alternam com camadas de arenito médio a fino. Os estratos cruzados são comumente separados por camadas com espessura de até 1,5 m, as quais internamente apresentam acamamento plano-paralelo e pequenas ondulações assimétricas. Superfícies planas sub-horizontais também podem separar os estratos cruzados.

Esta litofácies é interpretada como resultado da migração de dunas eólicas, separadas por depósitos interdunares ou superfícies limitantes de segunda ordem como definidas em Brookfield (1977). Esta litofácies é bem desenvolvida nas seções de Miguel Calmon e Jacobina.

No topo das seções de Morro do Chapéu e Jacobina ocorrem ainda arenitos médios a finos, cujas estruturas sedimentares (sandwaves, estratificação plano-paralela de face de praia, truncadas por ondas e marcas onduladas simétricas) sugerem uma origem marinha. Esta litofácies não foi estudada em detalhe, pois foge do objetivo principal deste trabalho.

As observações feitas nas seções de Morro do Chapéu, Miguel Calmon e Jacobina, permitem reconstruir em detalhe a paleogeografia à época da deposição da Formação Tombador. Na região de Morro do Chapéu, houve um predomínio de sistemas fluviais do tipo entrelaçado, alimentados provavelmente por chuvas ocasionais fortes. Na ausência de vegetação, a água era rapidamente escoada ou evaporada, facilitando assim a secagem das areias e o seu conseqüente retrabalhamento pelo vento. Este cenário deveria ser muito comum no Proterozóico. As areias retiradas pelo vento dos aluviões fluviais eram transportadas essencialmente para norte (Miguel Calmon - Jacobina), onde deram origem a extensos campos de dunas (Fig. 3).

As seções indicam ainda um aumento de aridez em direção ao final da deposição da

Formação Tombador como atesta o desaparecimento do sistema fluvial na seção de Morro do Chapéu. Nas seções de Jacobina e Miguel Calmon existem evidências de condições mais úmidas durante a deposição da metade inferior da seqüência, como demonstra a litofácies D, a qual também desaparece em direção ao topo. Este modelo tem um análogo quaternário, na região do rio São Francisco, próximo à cidade de Xique-Xique (Fig.2). Neste local ventos soprando para noroeste, retrabalharam os aluviões do rio São Francisco, que neste trecho são bastante largos, gerando um campo de dunas de dimensões comparáveis ao que se formou durante a deposição da Formação Tombador.

AGRADECIMENTOS - Agradecemos à CPRM a utilização das instalações do CIEG (Centro Integrado de Estudos de Geologia) durante a realização dos trabalhos de campo, em particular à pessoa do geólogo Antonio Dourado, pelo contínuo estímulo e encorajamento para a realização de trabalhos de pesquisas na região de Morro do Chapéu.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BROOKFIELD, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*; 24: 303-332.
- FRYBERGER, S.G.; AHIBRANDT, T.S.; ANDREWS, A. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *J.Sediment.Petrol.*, 49: 733-746.
- KOCUREK, G. & FIELDER, G. 1982. Adhesion structures. *J.Sediment. Petrol.*, 52: 1229-1241.

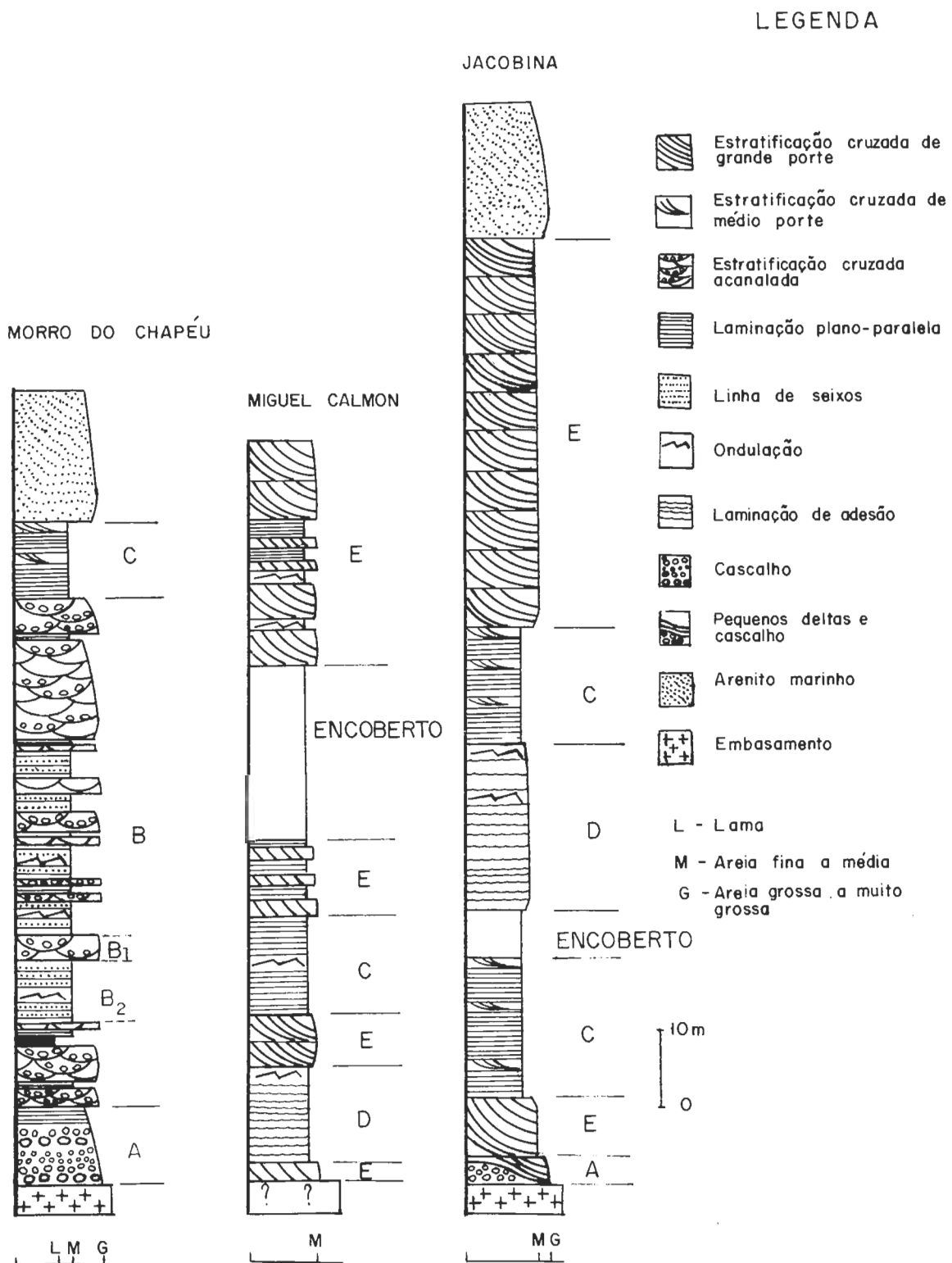


Fig. 1 - Seções Estratigráficas esquemáticas da Fm. Tombador na área estudada. Veja figura 3 para localização.

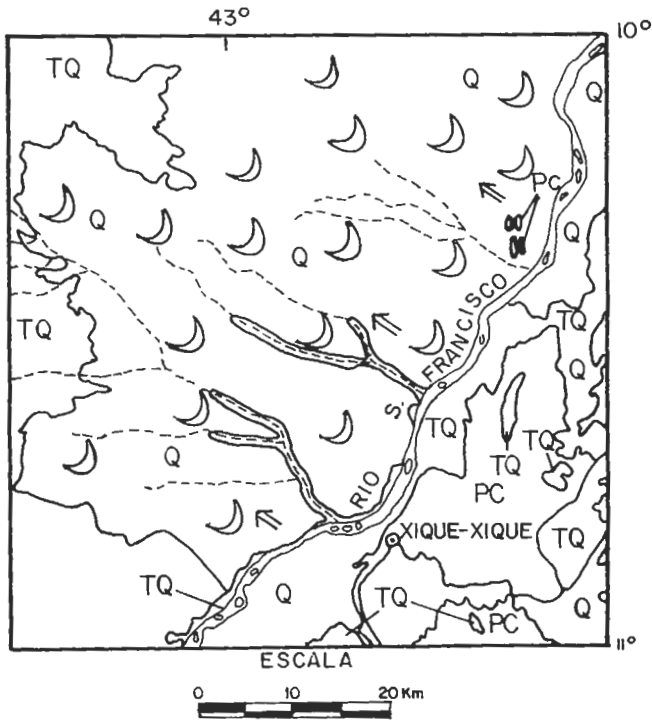
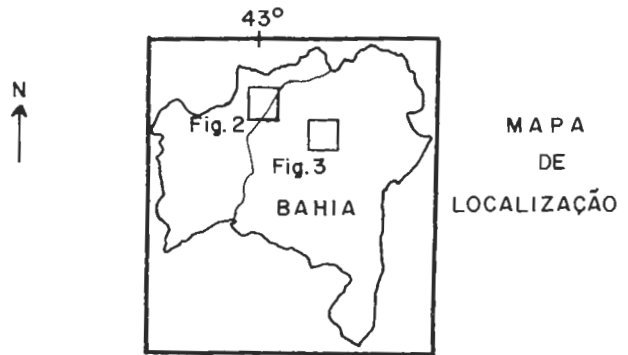


FIG. 2 - CAMPO DE DUNAS ALIMENTADO PELOS ALUVIÕES DO RIO SÃO FRANCISCO. (INDA & BARBOSA, 1978)

LEGENDA DA FIG. 2

- COBERTURAS
- Q QUATERNÁRIAS
 - TQ TERCIO - QUATERNÁRIAS
- ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS
- PC NÃO DIFERENCIADAS
- RIO
 - DRENAGEM
 - ALUVIÃO
 - CIDADE
 - CAMPO DE DUNAS
 - DIREÇÃO DO VENTO



MAPA DE LOCALIZAÇÃO

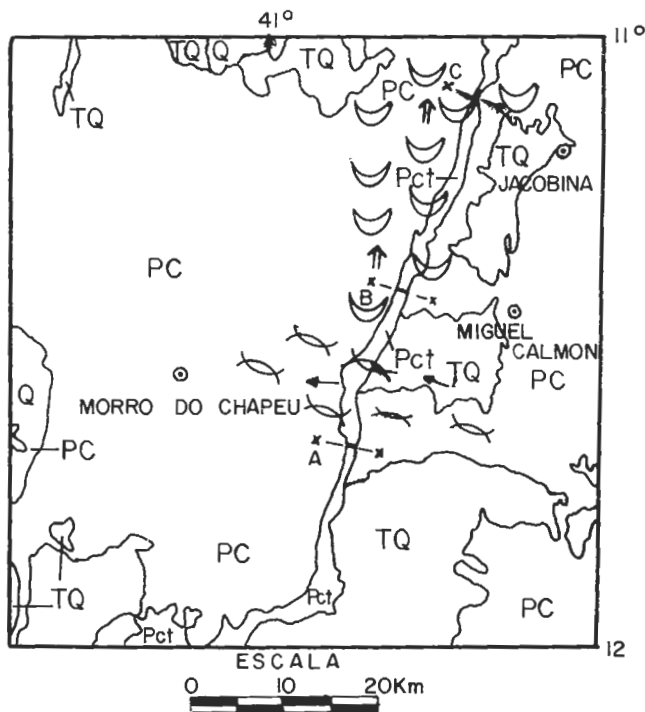


FIG. 3 - DISTRIBUIÇÃO DA Fm. TOMBADOR NA BORDA LESTE DA CHAPADA DIAMANTINA, LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES ESTUDADAS E PALEOGEOGRAFIA À ÉPOCA DA DEPOSIÇÃO. (INDA & BARBOSA, 1978).

LEGENDA DA FIG. 3

- COBERTURAS
- Q QUATERNÁRIAS
 - TQ TERCIO - QUATERNÁRIAS
- ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS
- PC NÃO DIFERENCIADAS
 - Pct FORMAÇÃO TOMBADOR
- RIO
 - SISTEMA FLUVIAL ENTRELAÇADO
 - SEÇÕES ESTUDADAS
 - CAMPO DE DUNAS
 - DIREÇÃO DA PALEOCORRENTE EÓLICA
 - DIREÇÃO DA PALEOCORRENTE FLUVIAL
- A - MORRO DO CHAPÉU
B - MIGUEL CALMON
C - JACOBINA

DADOS GEOLÓGICOS PRELIMINARES DA FAIXA BOM JARDIM DE MINAS (MG) - CONSERVATÓRIA (RJ)

Monica Heilbron (Departamento de Geologia/Geofísica - Uerj, Bolsista CNPq)

1. INTRODUÇÃO

Os resultados preliminares do mapeamento geológico detalhado da faixa entre Bom Jardim de Minas (MG) e Conservatória são aqui apresentados. Os trabalhos anteriormente realizados na área optaram por uma abordagem de cunho regional (Machado Filho et al., 1983; Fonseca et al., 1979; Grossi Sad e Barbosa, 1985), ou por enfoques petrológico/geoquímicos (Oliveira, 1983; Barbosa e Grossi Sad, 1983). Machado (1986) apresentou resultados do mapeamento geológico das folhas Vassouras e Paracambi, que fazem limite a Este com a área aqui considerada. Trow et al. (1986) propuseram uma coluna estratigráfica para o Grupo Andrelândia na região da folha Barbacena (1:250.000). Diversos alunos do curso de Geologia da Uerj participaram dos trabalhos de mapeamento geológico, na qualidade de bolsistas de iniciação científica. Este trabalho foi realizado com recursos do CNPq e da FAPERJ.

2. LITOLOGIA

A área estudada pode ser subdividida em três domínios litológicos, grosseiramente distribuídos como faixas alongadas da direção NE-SW (fig.1).

No Domínio Norte, afloram metassedimentos correlacionáveis ao Grupo Andrelândia (Ebert, 1955; modificado por Trow et al. op cit.). Esta sequência foi subdividida da base para o topo em quatro unidades, a saber: a) biotita gnaisses bandados, migmatíticos, com intercalações (cm a m) de sill-xistos, sill-quartzito, quartzito feldspático, anfibolito e rochas calciossilicáticas; b) sill-granada-biotita xistos/gnaisses, com veios leucossomáticos de origem anatética, que contêm localmente porfiroblastos de cor azul-violeta de cordierita. Lateralmente grada para um biotita gnaisse fino com granadas milimétricas; c) unidade quartzítica que compreende uma intercalação métrica de quartzitos grosseiros, feldspáticos a puros (localmente com turmalina, sillimanita e magnetita), com gnaisses bandados e granada sillimanita xistos; d) sill-granada gnaisse/xisto, migmatítico, com intercalações métricas de anfibolito, quartzito feldspático e rochas calciossilicáticas.

O conjunto acima descrito corresponde às unidades basais do Grupo Andrelândia (Trow et al. 1986), e está sobreposto ao embasamento constituído por hornblenda biotita gnaisses bandados e migmatíticos, anfibolito e granodiorito gnaisses, correlacionável em parte ao Complexo Piedade (Machado Filho op cit.).

Na porção NW da área, aflora um complexo ígneo, intrusivo no conjunto do embasamento. É composto predominantemente por um granito porfiróide, com megacristais de

até 10-12 cm de K-feldspato róseo. Na porção central do corpo, a rocha não possui orientação preferencial, enquanto que nos bordos observa-se uma orientação planar dos megacristais e de filmes de biotita (provavelmente por fluxo magmático).

Este corpo intrusivo é afetado por zonas de cisalhamento D3, e no contato com o Horn-gnaisse encaixante, aparecem com frequência granodiorito gnaisse e tonalito gnaisse cinza escuro. Enclaves destes últimos tipos litológicos ocorrem no granito porfiróide.

No Domínio Sul ocorre um conjunto predominantemente metassedimentar, interpretado aqui como equivalente às unidades supracrustais do Complexo Paraíba do Sul (Machado Filho, 1983; Machado, 1986), e descrito por Grossi Sad (1983) como a Unidade Raposos do Complexo Juiz de Fora. Compreende as seguintes unidades, estruturalmente sobrepostas, de NW para SE: a) granada sillimanita biotita gnaisse, migmatítico, com veios leucossomáticos contendo localmente cordierita. Contém intercalações (cm a m) de gondito, anfibolito, calciossilicáticas e quartzito; b) unidade quartzítica que compreende quartzitos grosseiros e feldspáticos, com sillimanita e intercalações de gnaisse bandado, muito quartzoso, que contém intercalações de rochas básicas grosseiras (com textura gabróicas e anfibolitos) próximo ao contato com as outras unidades; c) granada sillimanita gnaisse/xisto, com muitas intercalações métricas de gondito, quartzito, anfibolito, calciossilicáticas e gnaisse bandado; d) (Horn) gnaisse migmatítico com níveis de anfibolito; e) granada sillimanita gnaisse; f) Hornblenda gnaisse bandado, migmatítico, com muitas intercalações centimétricas de anfibolito. Possivelmente as unidades d e f são ortoderivadas.

No Domínio Central (fig.1), que compreende o Vale do Rio Preto, ocorre um conjunto altamente tectonizado, interpretado como uma escama tectônica associada a uma importante falha de empurrão. Assim, neste conjunto afloram rochas típicas do Grupo Andrelândia (a Norte), granada-sillimanita gnaisses semelhantes aos que ocorrem nos Grupos Andrelândia e Paraíba, e rochas granulíticas associadas a ortognaisses, atribuídas neste trabalho ao Complexo Juiz de Fora, todas intensamente tectonizadas com texturas miloníticas a blastomiloníticas. Desta forma, neste trabalho, esta intercalação entre rochas granulíticas e supracrustais é interpretada como tendo uma origem tectônica.

As rochas granulíticas típicas (a Hiperstênio), são principalmente enderbitos, com charnockitos, piri-clasitos e piribolitos subordinados. Ocorrem como lentes intercaladas nos gnaisses migmatíticos, provavelmente ortoderivados, que localmente apresentam porfiroblastos centimétricos de Hiperstênio nos mobilizados quartzo - feldspáticos.

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise geométrica das estruturas encontradas permitiu seu agrupamento em quatro fases deformacionais, sendo que as duas primeiras (D1 e D2 - fases da de-

formação principal) originaram as foliações penetrativas (xistosidade e xistosidade de crenulação) observadas em toda a área. Provavelmente, as fases D1 e D2 representam estágios em um regime de deformação progressiva. Dobras apertadas a isoclinais, com eixos plungando para 060-100 ou 240-280 com mergulhos variados, planos axiais mergulhando íngreme para SE, e uma lineação mineral paralela ao eixo das dobras puderam ser identificadas. Esta deformação principal (D1 e D2) culminou com o desenvolvimento de uma falha de empurrão (tardi D2) que colocou as rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora sobre o Grupo Andrelândia a Norte. Esta falha de empurrão é evidenciada por truncamentos de contato, diferenças no metamorfismo, texturas miloníticas e blastomiloníticas no conjunto da "nappe", de dobras assimétricas e uma forte lineação mineral, em uma primeira análise (ainda não detalhada) indicam transporte tectônico para NW.

A fase D3 produziu dobras apertadas a abertas, com um forte caráter acilíndrico em todas as escalas de observação. Nota-se com frequência uma associação com zonas de cisalhamento dúcteis que originam localmente uma foliação milonítica. Nas unidades pelíticas, observa-se o desenvolvimento de uma xistosidade de crenulação P.A.. Os eixos das dobras variam desde 040-070 ou 220-250/0-45°, até os eixos subverticais "Down Dip" (100-150/45-90°), chegando a formar dobras reclinadas. Dobras abertas sem foliação P.A., associadas a zonas de cisalhamento com mergulhos íngremes para SW-W compõem a fase D4. Falhas com atitudes paralelas aos planos axiais destas dobras, e componente de rejeito normal ou inverso completam o quadro tectônico da área.

4. METAMORFISMO

O metamorfismo principal para o Grupo Andrelândia é de caráter bário de pressão intermediária, como já descrito anteriormente por Trouw et al. (1986) e Heilbron (1985), sendo seu auge contemporâneo à fase D2, e com provável idade mínima entre 1,2 e 1,0 Ga (Heilbron et al., 1989). A partir da região de Bom Jardim de Minas, observa-se o desaparecimento da cianita, ao mesmo tempo em que aumentam as proporções de veios leucossomáticos neoformados e corpos graníticos, e desaparece a mica branca primária. As rochas do Grupo Andrelândia e do Complexo Paraíba do Sul apresentam paragêneses com sill + biotita + gran + Kf, típicas para o grau forte de metamorfismo (fácies anfibolito superior), em pressões médias. A cordierita só foi encontrada em poucos afloramentos nestes dois conjuntos litológicos, sempre associada aos veios leucossomáticos, e aparentemente reflete um regime metamórfico em condições mais brandas de pressão litostática, provavelmente impresso em conjunto com a deformação D3 durante o Ciclo Brasileiro (Heilbron et al. op cit). Não foram encontradas, nas unidades supracrustais, nem nos pelitos e nem nos anfibolitos associados, nenhuma paragênese inequívoca para a fácies granulito.

As rochas do Complexo Juiz de Fora (ortognaisses e granulitos típicos a Hypersênio) apresentam evidências de metamorfismo retrógrado (para a fácies anfibolito),

provavelmente associado ao metamorfismo sin-D3 a cordierita para as unidades supracrustais (Grupo Andrelândia e Complexo Paraíba do Sul). Desta forma, neste trabalho, somente a unidade Comendador Venâncio, descrita por Barbosa e Grossi Sad (1983 a,b), é incluída no Complexo Juiz de Fora. As supracrustais da área entre Santa Isabel do Rio Preto e Conservatória foram integradas ao Complexo Paraíba do Sul, com base na semelhança de litologia e metamorfismo.

5. BIBLIOGRAFIA

- Barbosa, A.L. e Grossi Sad, J.H. (1983) Reinterpretação das "Series" Juiz de Fora, Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. An. II Simp. Geol. MG: 1-15.
- Ebert, H. (1955) Pesquisas Geológicas na parte sudeste de Minas Gerais e no Nordeste. Rel. An. Dir. Geol. Min., ano de 1954: 79-89.
- Fonseca et al. (1979) Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, folhas Rio de Janeiro/Vitória e Iguape. Mapa e Texto explicativo DNPM - Brasília.
- Grossi Sad, J.H. e Barbosa, A.L. (1985) A Origem dos Charnockitos e rochas a fins da região do médio Paraíba do Sul, RJ. Cont. Geol. Petrol. SBG 1985: 15-28.
- Heilbron, M. (1985) O metamorfismo da área de Itutinga, Madre de Deus de Minas, MG. An. III Simp. Geol. MG Bol. 5: 219-234.
- Heilbron, M. et al. (1989 no prelo) Geocronologia da Região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). Enviado para os An. Acad. Bras. Ciênc.
- Machado, R. (1986): Evolução Geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXIV Cong. Bras. Geol. 2: 1088-1095.
- Machado Filho et al. (1983) Geologia das folhas ao milionésimo Rio de Janeiro e Vitória. Texto explicativo e mapa. MME. Projeto RadamBrasil.
- Oliveira, M.A.F. (1983) As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Rev. Br. Geoc. 13(2): 84-92.
- Trouw et al. (1986) Contribuição a Geologia da Folha Barbacena, 1:250.000. Anais XXXIV Cong. Bras. Geol. 2: 974-986.

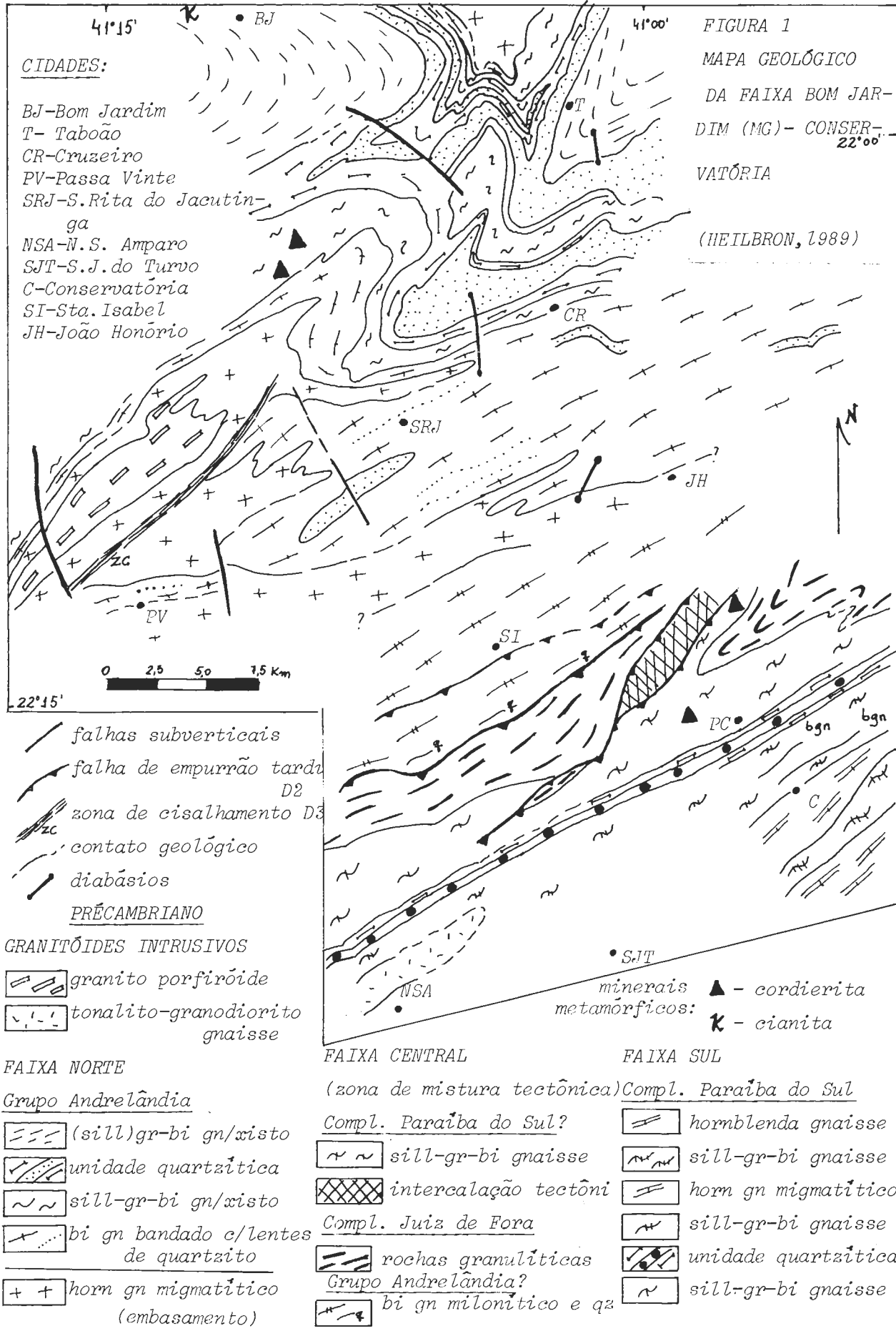


FIGURA 1
 MAPA GEOLÓGICO
 DA FAIXA BOM JAR-
 DIM (MG) - CONSER-
 VATÓRIA
 (HEILBRON, 1989)

- CIDADES:
- Bj-Bom Jardim
 - T- Taboão
 - CR-Cruzeiro
 - PV-Passa Vinte
 - SRJ-S.Rita do Jacutin-
ga
 - NSA-N.S. Amparo
 - SJT-S.J. do Turvo
 - C-Conservatória
 - SI-Sta. Isabel
 - JH-João Honório

- falhas subverticais
- falha de empurrão tardia D2
- zona de cisalhamento D3
- contato geológico
- diabásios

PRÉCAMBRIANO

GRANITÓIDES INTRUSIVOS

- granito porfiróide
- tonalito-granodiorito gnaïsse

FAIXA NORTE

Grupo Andrelândia

- (sill)gr-bi gn/xisto
- unidade quartzítica
- sill-gr-bi gn/xisto
- bi gn bandado e/lentes de quartzito
- horn gn migmatítico (embasamento)

FAIXA CENTRAL

- (zona de mistura tectônica)
- Compl. Paraíba do Sul?
- sill-gr-bi gnaïsse
- intercalação tectônica
- Compl. Juiz de Fora
- rochas granulíticas
- Grupo Andrelândia?
- bi gn milonítico e qz

FAIXA SUL

- Compl. Paraíba do Sul
- hornblenda gnaïsse
- sill-gr-bi gnaïsse
- horn gn migmatítico
- sill-gr-bi gnaïsse
- unidade quartzítica
- sill-gr-bi gnaïsse

- minerais: - cordierita
- metamórficos: - cianita

LEUCOGRANITOS DO GRUPO ANDRELÂNDIA, SUL DE MINAS GERAIS

M.C.B. Junho (Deptº Geol. - UFRJ)

R.R. Silva (Centro de Geol. Eschwege)

C.M. Wiedemann (deptº Geol.-UFRJ)

O Grupo Andrelândia (Ebert, 1957), na região entre as cidades de Carvalho e Liberdade, sul de Minas Gerais, (Fig. 1), é constituído de uma sequência de rochas metassedimentares no facies anfibolito com cianita/sillimanita, estaurolita, almandina, biotita e muscovita, e de gnaisses migmatíticos. Destes últimos foram distinguidos dois tipos: a noroeste de Carvalhos aflora lente concordante de ortognaisse granodiorítico com porções granulíticas (opx-cpx-gr-hn-pl-qz gnaisse), e, no restante da área, camada de bi gnaisse estromático e/ou oftálmico, interpretado como paragnaisse, apresentando evidência de fusão parcial que culmina na formação de leucogranitos concordantes.

Baseado na curva de isoreação cianita/sillimanita e na curva solidus de magmas graníticos saturados em água, pode-se estimar condições de temperatura de 670-700 graus centígrados e pressão litostática de 5-6,5 kbar (aprox. 20 km de profundidade).

A sequência metassedimentar apresenta evidências de três fases de deformação. A primeira fase gerou foliação tectônica, dobrada e transposta pela segunda, com a qual o auge do metamorfismo é coincidente. Os leucogranitos são tardios relativos a segunda fase. A terceira e última fase é responsável pelo dobramento sinformal de escala regional que deforma as estruturas pretéritas. O esquema polifásico de deformação concorda com o proposto por Trouw et al. (1980, 1982) para as áreas vizinhas.

Foram mapeados oito corpos de leucogranito de formato lenticular, concordantes com a foliação tectônica principal. Diques e sills de aplitos e pegmatitos relacionados ao leucogranito são generalizadamente encontrados na área. Os contatos dos corpos maiores são bruscos, "lit par lit", ou discordantes com os xistos e quartzitos do encaixante. Xenólitos são esporádicos. Com o bi paragnaisse migmatítico, são observados contatos gradacionais, com texturas nebulítica e agmática, e contatos recorrentes.

Nos leucogranitos predomina um turm-gr-bi-mus granito hololeu-

cocrático, de grão médio a fino, localmente pegmatóide. No corpo que aflora cerca de Liberdade, próximo aos contatos ocorre localmente ab-tonalito, evidenciando algum processo de diferenciação ou autometasomatismo. Geralmente observa-se orientação dos filossilicatos concordante com a foliação das encaixantes. A composição modal predominante é monzogranítica, apresentando um trend alcalino em relação as fases leucossomáticas (Fig. 2). A textura é equigranular xeno e hipidiomórfica. Turmalina é afrisita, zonada, e predominante nas fases pegmatíticas. A granada é hipidiomórfica, sem inclusões, e por isso, provavelmente de origem magmática. O k-feldspato é microclina, xenomórfica e bem geminada, com contatos mirmequíticos com o plagioclásio. Este tem composição variando de albita (A10) até oligoclásio (An23); é homogêneo e pobremente geminado. Foram encontrados plagioclásios complexos, com núcleo idiomórfico zonado e bordos xenomórficos ricos em inclusões de quartzo (Fig. 3). Por seu núcleo mais cálcico e suas relações texturais foram interpretados como restitos da rocha parental (White e Chappell, 1977, e Mehnert, 1971)

Análises geoquímicas preliminares dos leucogranitos caracterizam uma natureza calcio alcalina peraluminosa, com teores altos de Na₂O e K₂O (>4%), MgO muito baixo (<0,75%), CaO baixo (<2%) e SiO₂ variando de 70% a 76%. Comparados com bi paragnaisse migmatítico observa enriquecimento relativo de Na₂O nas fases leucograníticas, inversamente proporcional ao MgO, Fe total e TiO₂. O K₂O é relativamente constante, tanto para o leucossoma quanto para o melanossoma, provavelmente pela presença de microclina no primeiro e biotita/muscovita no segundo.

Nos diagramas de Harker e AFM, os leucogranitos e bi paragnaises migmatíticos variam opostamente em relação a MgO, TiO₂, Fe total e K₂O+Na₂O (Figs. 4 e 5). Este comportamento, a princípio, confirma as relações genéticas observadas no campo e na petrografia entre os dois grupos de rochas, indicando que o magma leucogranítico representa a fusão parcial do bi paragnaisse migmatítico. O fato de, nos diagramas TiO₂ e MgO x SiO₂ os granitos atingirem valores muito próximos a zero, pode indicar uma natureza de fusão mínima conforme proposto por White e Chappell, 1977, mas os diagramas Fe total e CaO x SiO₂ não atingem valores próximos a zero e, portanto, restitos máficos e de plagioclásio ainda devem ser encontrados (Fig. 3).

Resumindo, pode-se concluir para o magmatismo leucogranítico descrito, uma natureza parautóctone, tardicinemática em relação a segunda fase tectônica, classificável como do tipo S (Pitcher, 1982),

é aparentemente derivada da fusão parcial do bi paragneisse migmatítico. Tal tipo de magmatismo é encontrado em ambiente geotectônico compressional do tipo colisão continental (Pitcher, 1982) ou cinturão ensialico (Kroener, 1983).

EBERT, H. - 1957 - Beitrag zur Gliedern des Praekambriums in Minas Gerais. Geologische Rundschau, 45, p. 471-519.

KROENER, A. - 1983 - Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. Geological Society of America. Memoir 161, p. 59-73.

MEHNERT, K.R. - 1971 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Company 405 p.

PITCHER; W.S. - 1982 - Granite type and Tectonic Environment. In: Mountain Building Processes. K.S. Hsu (ed.) Academic Press p. 19-40.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução Estrutural e Metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: XXXI Congr. Bras. Geol., Anais Camboriú, S.C. vol. 5, p. 2773-2784.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1982 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, V. 55 (1), p. 71-85.

WHITE, A.J.R. e CHAPPELL, B.W. 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, p. 7-22.

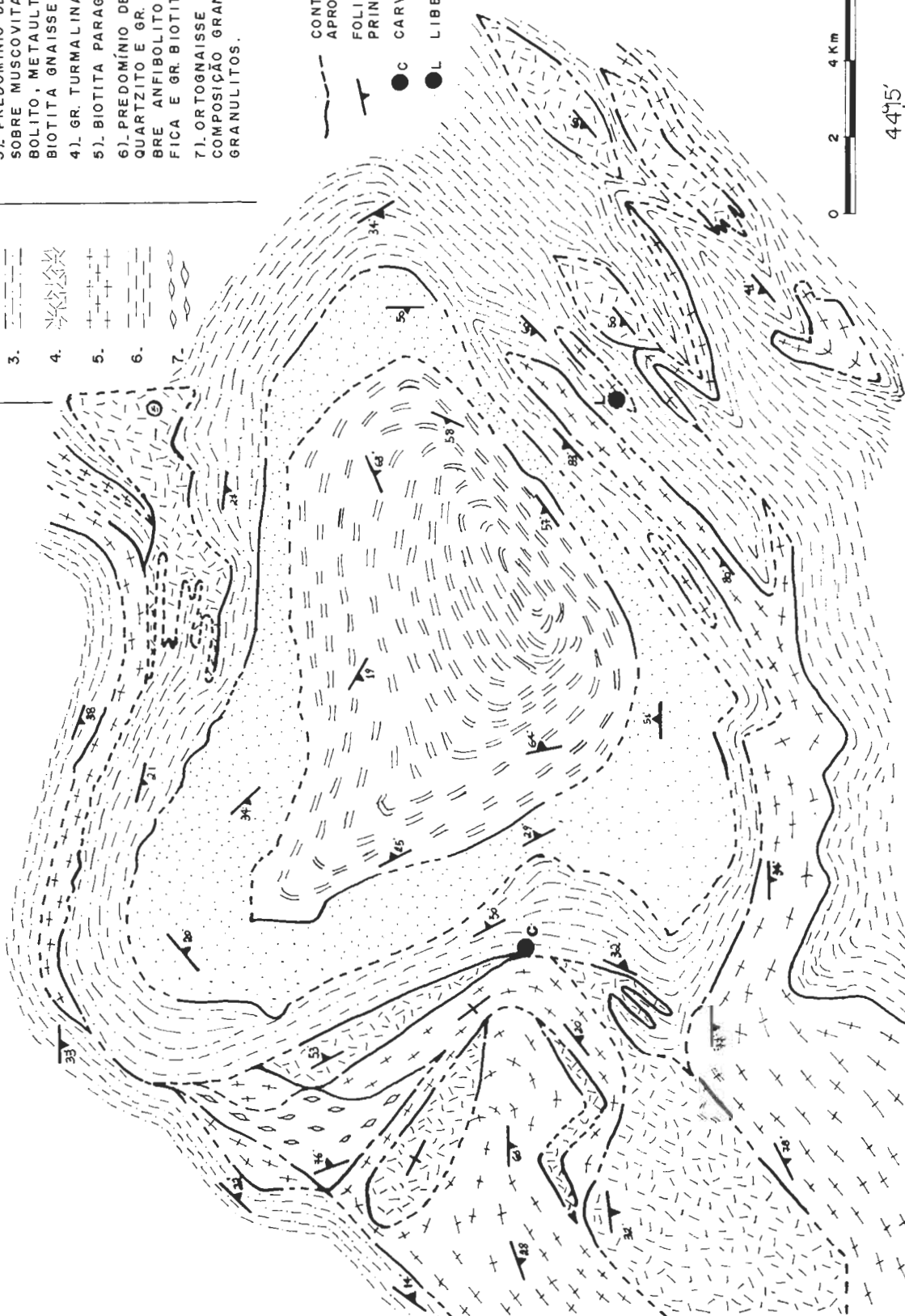
FIGURA 1 : MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA ÁREA ENTRE CARVALHOS E LIBERDADE, SUL DE MINAS GERAIS.

LEGENDA

- 1. Cianita gr. leucognaisse migmatítico;
- 2. Gr.-biotita gnaisse fino homogênea com bandas anfibolíticas;
- 3. Predomínio de gr. biotita xisto sobre muscovita quartzito, anfibolito, metaultramáfica e gr. biotita gnaisse;
- 4. Gr. turmalina leucogranito;
- 5. Biotita paragneisse migmatítico;
- 6. Predomínio de sill. muscovita quartzito e gr. biotita xisto sobre anfibolito, metaultramáfica e gr. biotita gnaisse;
- 7. Ortognaisse migmatítico de composição granodiorítica com granulitos.

- 1. Cianita gr. leucognaisse migmatítico;
- 2. Gr.-biotita gnaisse fino homogênea com bandas anfibolíticas;
- 3. Predomínio de gr. biotita xisto sobre muscovita quartzito, anfibolito, metaultramáfica e gr. biotita gnaisse;
- 4. Gr. turmalina leucogranito;
- 5. Biotita paragneisse migmatítico;
- 6. Predomínio de sill. muscovita quartzito e gr. biotita xisto sobre anfibolito, metaultramáfica e gr. biotita gnaisse;
- 7. Ortognaisse migmatítico de composição granodiorítica com granulitos.

CONTATO GEOLÓGICO APROXIMADO / INFERIDO
 FOLIAÇÃO TECTÔNICA PRINCIPAL.
 C CARVALHOS
 L LIBERDADE



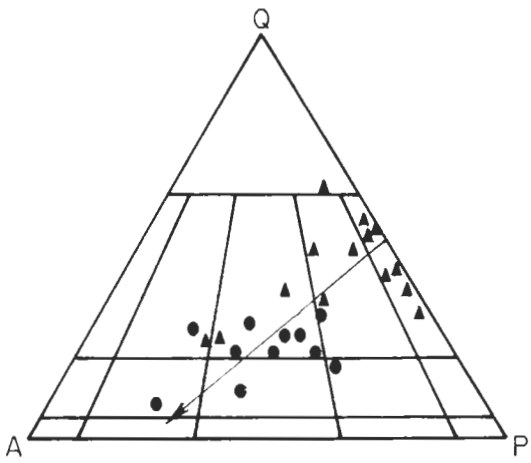


Fig. 2 - Composição Modal:

- leucogranito
- ▲ bi paragneisse migmatítico

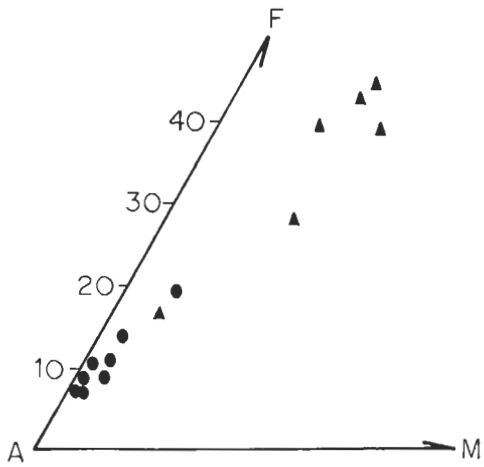


Fig. 5 - Diagrama AFM
símbolos da fig. 2

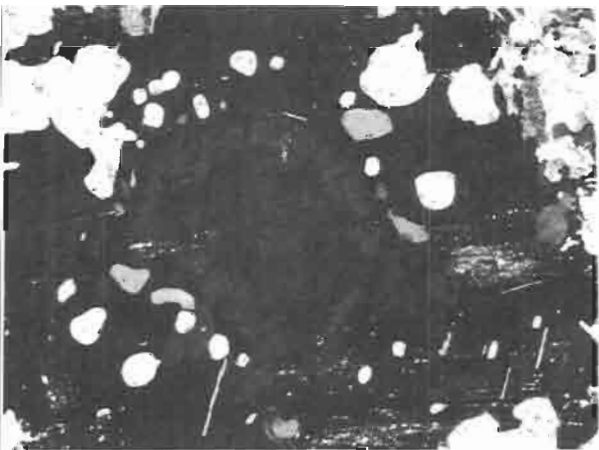


Fig. 3 - Fotomicrografia de plagioclásio
no leucogranito - NX, 35x

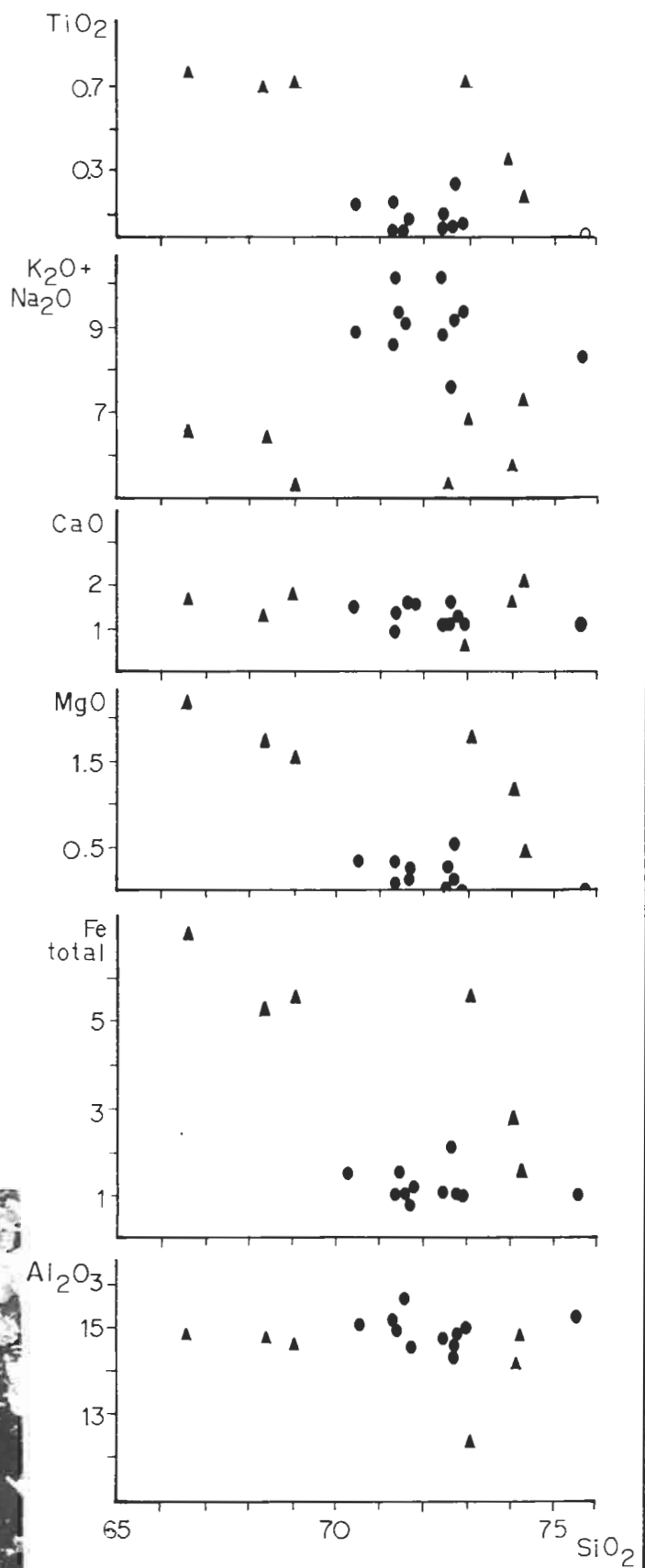


Fig. 4 - Diagramas de Harker
símbolos da fig. 2

MACRO E MESOESTRUTURAS DE PARTE DE UMA ZONA DE CISALHAMENTO EM SÃO BENTO ABADE -
MINAS GERAIS*

Salvador José Chrispim**

João Paulo Pessoa dos Santos***

** Departamento de Geologia/Geofísica - UERJ

*** Bolsista de Iniciação Científica CNPq - DGEL/UERJ

INTRODUÇÃO

No Pré-Cambriano do Estado de Minas Gerais, existe uma zona de intensa deformação que se estende de SE da cidade de Itutinga até a cidade de Três Corações (fig. 2b). Foi estudada por Trow et al. (1982) e classificada como uma zona de cisalhamento ductil-ruptil de movimentação dextral, baseados nos seguintes critérios: desenvolvimento de uma marcante foliação subvertical (S3) plano axial de dobras da última fase de deformação regional; giro de lineações antigas alinhando-se paralelamente a esta foliação; deslocamento de isógradas metamórficas; truncamento de contatos litológicos e deslocamento aparente de unidades litológicas.

Verifica-se através dos mapas regionais (Trow et al. 1982, 1983), que esta zona de cisalhamento é descontínua e formada por três segmentos deslocados entre si.

O presente trabalho propõe-se a apresentar e discutir a macro e mesoestruturas como feições resultantes no segmento SW desta zona de cisalhamento (ZC), entre as cidades de São Bento Abade e Três Corações.

LITOLOGIAS

Na área estudada, do lado SE da ZC, afloram as seguintes litologias (fig.1): biotita-gnaiss bandado na base, um muscovita-xisto com intercalações de quartzito, um quartzito possante e novamente um muscovita-xisto em cima. As três últimas unidades possuem contatos transicionais entre si. Do lado NW da ZC aflora um biotita-gnaiss bandado e um granada muscovita-xisto. Os afloramentos neste lado da ZC são raros devido ao espesso regolito.

Correlações com as sequências litológicas descritas em trabalhos anteriores podem ser encontradas em Trow (1983) e Trow et al. (1983).

* Projeto realizado com o auxílio financeiro do CNPq - Processo nº 4084.13-88.3.

ESTRUTURAS DA ÁREA ESTUDADA

Foi identificada uma fase de deformação D_{n+1} (fase D3 de Trouw et al. 1983), a qual a ZC está associada, responsável pela estruturação braqui antiformal existente na área. Esta fase gerou estruturas como dobras, crenulação, clivagens e lineações que se superimpõem a uma foliação anterior denominada S_n .

No muscovita-xisto, S_n é uma xistosidade do tipo anastomosada paralela ao bandamento composicional (superfície de contato das intercalações de xisto e quartzito). Na escala do mapa, portanto, S_n é paralelo a S_o ($S_n//S_o$).

No quartzito, a superfície $S_n//S_o$ é caracterizada por um bandamento composicional e pela orientação planar de minerais, sobretudo de muscovitas.

As dobras mesoscópicas da fase D_{n+1} apresentam perfil suave a fechado, estas últimas ocorrendo nas proximidades da zona de cisalhamento (ZC). Lineação de crenulação ocorre com frequência associada a estas dobras.

Uma clivagem S_{n+1} , plano axial das dobras D_{n+1} , se desenvolve sobretudo nas charneiras e nos flancos da atitude subvertical que ocorrem junto a ZC.

A superfície S_{n+1} se apresenta com três morfologias: clivagem de crenulação, clivagem de fratura e um "fabric" planar dado pela forma orientada dos grãos de quartzo e de muscovita.

Lineação de interseção entre $S_n//S_o$ e S_{n+1} é frequente e representa a direção do eixo das dobras D_{n+1} .

O BRAQUI ANTIFORMAL E AS ATITUDES DOS EIXOS

Foram distinguidos três grupos de atitude dos eixos D_{n+1} cada um deles representando um setor da estrutura maior (fig.2a). No setor 1 os eixos possuem caimento médio de 20° para SW (206/18, medida azimutal), enquanto que no setor 3 o caimento médio, também de 20° , é para NE (46/20). O Setor 4 qualitativamente engloba as direções dos dois primeiros grupos e corresponde a transição das atitudes de um setor para outro do braqui. O setor 2, por sua vez, apresenta eixos com caimento para Sul (183/13).

CARACTERÍSTICAS DA ZC EM SÃO BENTO ABADE

Nos setores 1 e 3 a ZC-SBA possui características de um falhamento devido ao truncamento a NW das unidades litológicas. Alguns indícios na camada quartzítica próxima a base do muscovita-xisto (setor 4) tais como: sua granulometria fina; desenvolvimento de S_{n+1} e existência de dobras intrafoliais fechadas a isoclinais, indicam que além de ruptil houve deformação dúctil na zona de intensa deformação.

Considera-se que a variação em atitude dos eixos de Sul para SW entre os seto-

res 2 e 1, descrita no ítem acima, é a consequência do movimento ao longo da ZC - SBA. Esta variação é interpretada por um desenvolvimento progressivo das dobras, acompanhado de giro dos eixos e transposição de Sn//So por Sn+1, devido a uma movimentação dextral.

O falhamento, portanto, é o resultado final ruptil da evolução do dobramento e cisalhamento ductil.

O sentido dextral é coerente com os resultados obtidos na área de Luminárias (Trouw et al. 1982), localizada no segmento central da zona de cisalhamento regional.

Naquela área, a ZC apresenta limites definidos e o biotita-gnaiss ali aflorante possui uma xistosidade vertical, apresentando localmente uma textura milonítica. Além disso, o quartzito que a bordeja do lado SE possui uma lineação mineral, regionalmente de direção E-W, que gradualmente gira alinhando-se na direção NE-SW paralelo a referida zona, de forma compatível com uma movimentação dextral.

O comportamento ruptil nos segmentos SW (ZC-SBA) e NE e ductil no segmento central, pode ser, em parte, atribuído a diferença de competência das rochas envolvidas.

BIBLIOGRAFIA

- Silva, R.R. - 1984 - Padrão de interferência entre três fases de dobramento em Luminárias, Sul de Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro. An..., SBG, p. 3284-3296.
- Trouw, R.A.J.; Paciullo, F.V.P.; Chrispim, S.J. e Dayan, H. - 1982 - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, MG. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, BA. Anais..., SBG, vol. 1, p. 187-198.
- Trouw, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: Simpósio de Geol. de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais..., SBG - MG, p. 468-477 (Bol.3).
- Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 55 (1), p. 71-85.

L E G E N D A














-  muscovita-aristo de coloração cinza azulada a/ intercalações quartzíticas
-  quartzito + puro com intercalações centimétricas de muscovita-aristo
-  muscovita-aristo de coloração cinza azulada com intercalações quartzíticas
-  biotita-gnaisse bandado
-  Sn//So
-  eixo de dobras da fase Dn+1 e lineação de crenulação
-  clivagem S_n+1
-  plano axial de dobras Dn+1
-  lineação de interseção
-  contato geológico
-  superfície de cisalhamento dúctil-ruptil
-  curvas de nível
-  rede de drenagem

FIGURA 1
Geologia por:
S.J. Christim
J.P.P. dos Santos

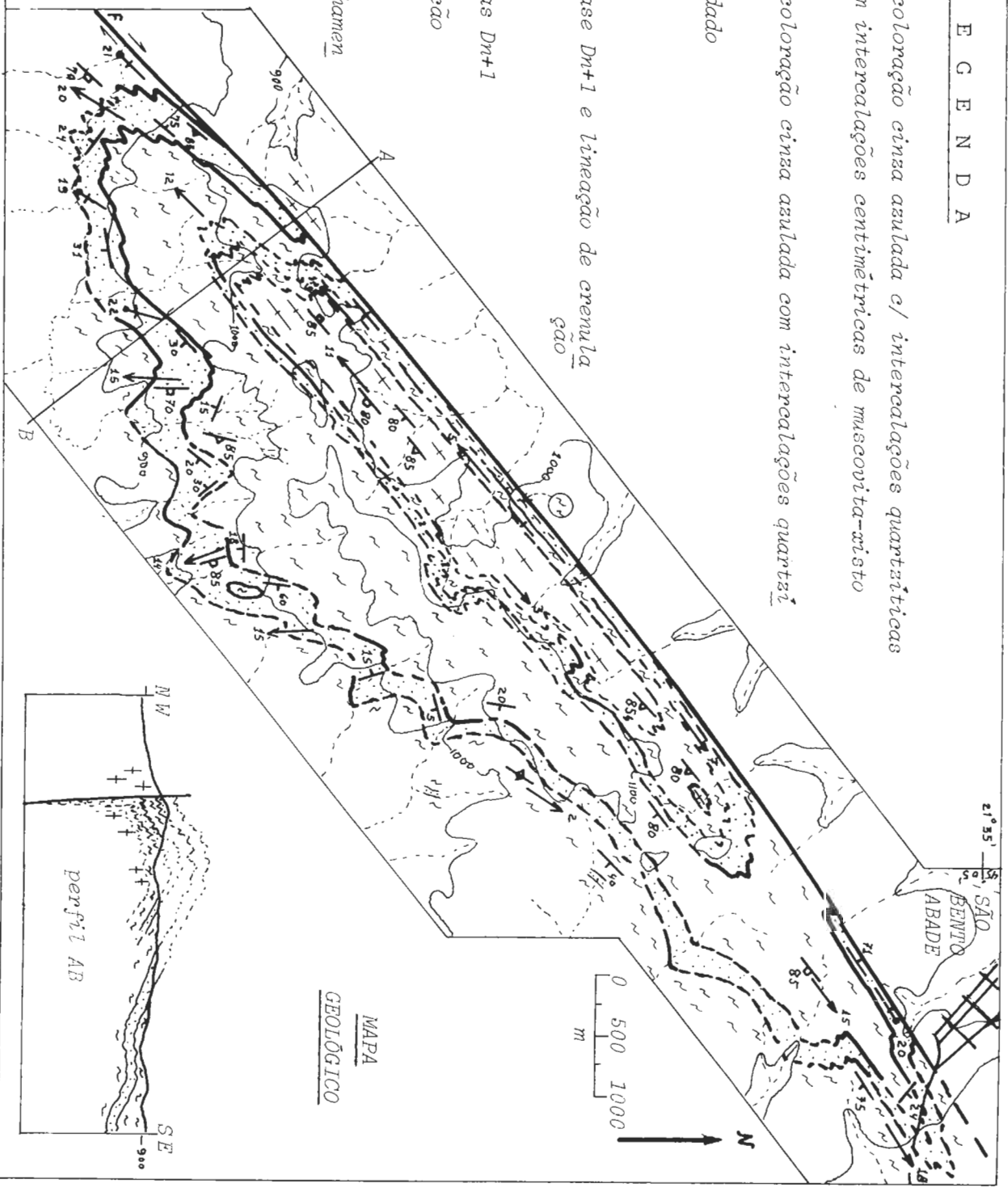
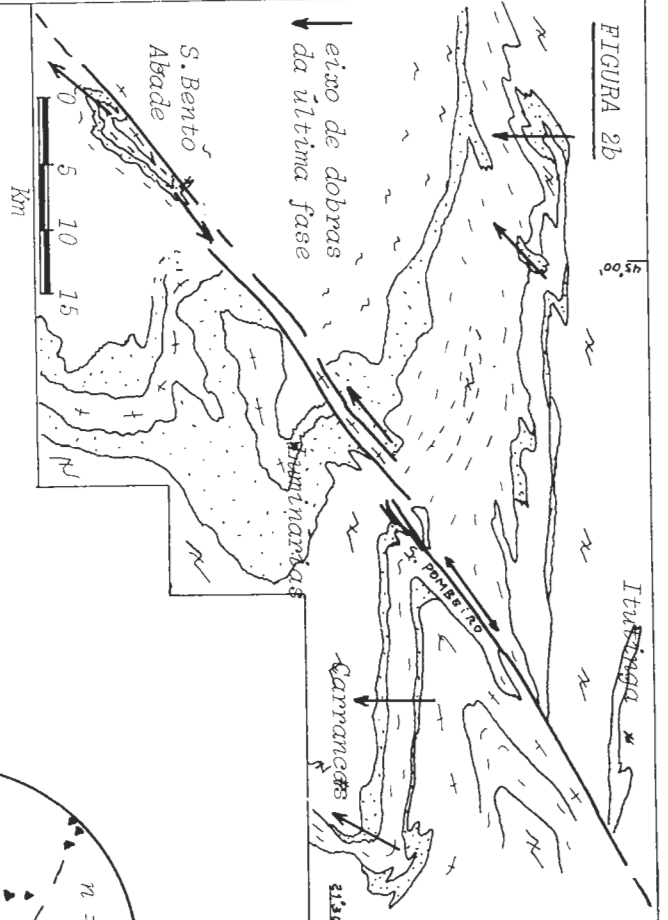


FIGURA 2b



ESBOÇO GEOLÓGICO REGIONAL MODIFICADO DE TROUW ET AL. (1983)

21°35' 05"

N

Geologia por:
 S.J. Christopin e
 J.P.P. dos Santos

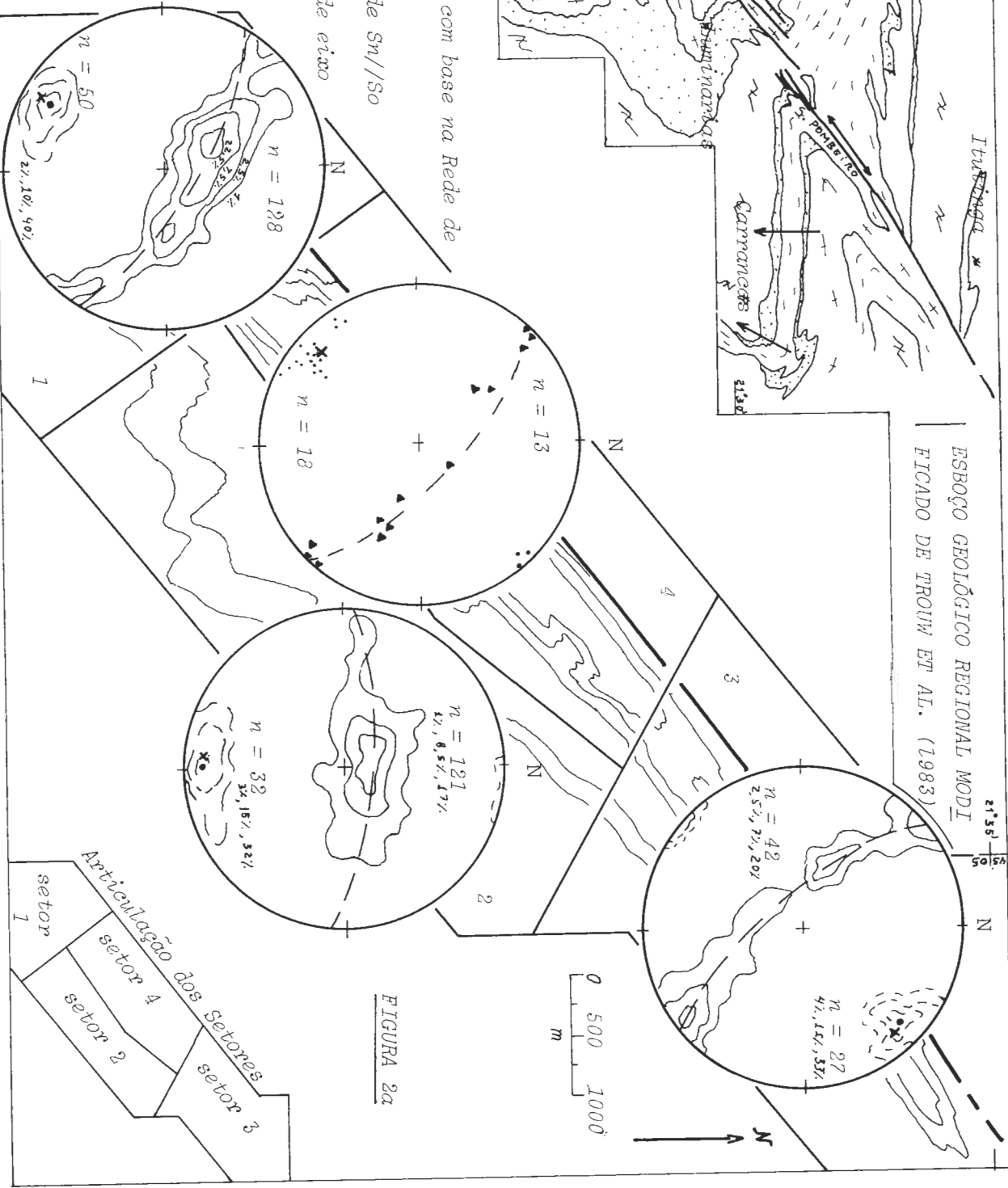
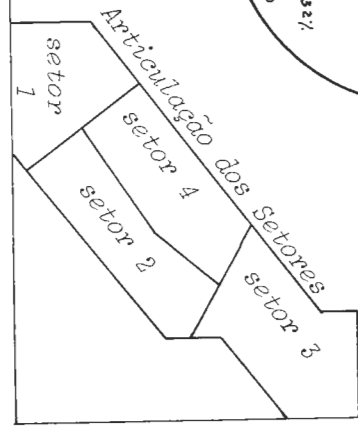


FIGURA 2a



GEOLOGIA DA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ-MG

Mônica Mazzini Perrotta¹⁻²; Mário da Costa Campos Neto¹; Benjamim Bley de Brito Neves¹

¹ Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo

² CPRM

A geologia da região a sul da cidade de São Gonçalo do Sapucaí (SW de Minas Gerais) é caracterizada pela contraposição litológica, estrutural e metamórfica de unidades do Grupo Andrelândia e de seu embasamento. Distribuem-se próximas a direção E-W delineando uma ampla dobra tardia (Fig.1). A organização estrutural é conferida pela justaposição de nappes anticlinais redobradas, que estabelecem uma predominância da cobertura a sul e do embasamento, a norte, em corpos tabulares.

UNIDADES DE EMBASAMENTO. Quatro corpos ortognáissicos distintos e constitutivos de núcleos de nappes, sobrepostos por uma seqüência ortognáissica-metavulcânica, representam parte do embasamento. Encontra-se cortados por um granito gnáissico e, o conjunto, envolvido em uma intensa anatexia local, é afetado por diques aplíticos acinzentados.

Série cálcio-alkalina: rochas de tendência tonalito-granodiorito-granítica, leucocráticas, com fácies homogênea e porfiroclástica e que apresentam um fino bandamento metamórfico. A fácies homogênea é cinza, de granulação média e composição tonalito-granodiorítica. Ocorre no Ortognaisse Serra do Quiabeiro; são rochas a anfibólio e biotita com bancos anfibolíticos associados aos termos tonalíticos. A fácies porfiroclástica tem megacristais ou aglomerados policristalinos de microclina e quartzo, (\pm 4cm), estirados, recristalizados e que podem gerar lentes em uma matriz de granulação média. São granodioritos e granitos cinzentos no Ortognaisse Serra do Quiabeiro, e granitos cinza-rosados no Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Corpos lenticulares e adelgaçados de granodiorito cinza, a biotita, com textura microporfiroclástica e estrutura listrada compõem o Ortognaisse Ribeiros. O Ortognaisse Serra das Águas corresponde a um milonito augen gnaisse granítico cinza rosado, com matriz fina e intensamente recristalizada.

Gnaisses São Gonçalo do Sapucaí: predominam, sub-horizontais, no norte da área e no topo dos Ortognaises Serra do Quiabeiro e Serrote

de Santa Rita. Compreendem duas associações litológicas distintas: os ortognaisses homogêneos e a seqüência bandada. Os primeiros, a conta dos intrusivos com o Granito gnaiss Serrote de Santa Rita, são de composição quartzo diorito-tonalítica, a anfibólio e biotita, de cor cinza e de granulação média-grossa. A segunda é uma alternância de bancos acinzentados, centimétricos a métricos, de composição diorito-tonalito-anfibolítica e de granulação fina. Antigas minerações de ouro instalaram-se nesta seqüência.

Granito Gnaiss Serra de São Gonçalo: corresponde a um batolito intrusivo e laminado de granito porfiroclástico-porfiroblástico cinza e/ou cinza rosado, com megacristais ocelares e/ou subidioblásticos de cerca de 3cm. São a anfibólio e biotita com fácies locais a granada e biotita.

Nebulito-Schlieren Gnaisses: corpo migmatítico com contatos difusos ou intrusivos nos gnaisses Serra do Quiabeiro, São Gonçalo do Sapucaí e Serra de São Gonçalo, guardando enclaves destes últimos. É uma rocha cinza clara, granito-granodiorítica, leuco a hololeucocrática, inequigranular média, a biotita e anfibólio em glomérulos ou em faixas difusas.

GRUPO ANDRELÂNDIA. Está representado na região por um pacote basal de granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses, com calciossilicáticas locais, que gradam a termos xistosos, ricos em muscovita e com níveis de quartzito subordinados. Está sotoposto a um muscovita-biotita-gnaiss com feições anatéticas e espesso de até 250m, gradando no topo a xistos feldspáticos. Sobrepe-se uma unidade de granada-mica xistos turmaliníferos ou não, com quartzitos, quartzo-xistos e, por vezes, metarcóseos e calciossilicáticas intercaladas. O plagioclásio gnaiss pode reaparecer no topo da seqüência.

ESTRUTURA E METAMORFISMO. As unidades de embasamento possuem uma foliação S_n conferida por bandamento metamórfico que, nos níveis migmatíticos, transpõe bandas anatéticas contemporâneas a uma foliação S_{n-1} , reliquiar em charneiras de dobras intrafoliais. Na cobertura a foliação principal é uma S_2 conferida por bandamento diferenciado milimétrico, por microcrenulações ou pela isorientação homogênea de minerais micáceos; passam a intensa transposição local. A foliação S_1 é preservada em charneiras de microcrenulações ou em isoclinais intrafoliais e é mimetizada em arcos poligonais; a ela associam-se segregações quartzo-feldspáticas e geração de minerais micáceos. A foliação S_2 no embasamento recupera o bandamento S_n ou ocorre como uma estrutura levemente oblíqua, sublinhada por biotita e hornblenda e por finas segregações quartzo-feldspáticas. No geral, paraleliza os

contatos cobertura-embasamento.

A S_2 é plano axial de nappes anticlinais e de dobras recumbentes (Fig.2). Têm-se a articulação de três nappes, sobrepostas por dois extensos cavalgamentos, o conjunto com transporte para norte. A **Nappe Serrote de Santa Rita**, basal, envolve as unidades ortognáissicas. Sobre ela têm-se a **Nappe Serra do Quiabeiro**, englobando os ortognais - ses homônimos, os Gnaisses São Gonçalo do Sapucaí e delgada faixa de plagioclásio gnaisses e quartzitos do Grupo Andrelândia.

A **Nappe Ribeirão do Cafundó**, superior e com núcleo ortognáissico, constitui-se de cerca de 1250m da coluna litoestratigráfica do Andrelândia. O **Cavalgamento Ribeiros** transporta, sobre a Nappe anterior, uma lasca da cobertura (com espessura aproximada de 600m) no topo de lâminas de embasamento e em flanco normal de anticlinal alóctone. Na unidade estrutural **Serra das Águas**, limitada por milonito gnaisses de embasamento, os plagioclásio gnaisses basais não possuem muscovita.

O metamorfismo decorrente desta tectônica é barroviano, de grau médio, zona da sillimanita (exceto na Serra das Águas). Sua curva de evolução parte de clorita e rutilo, passa por estauroлита (inclusos em granadas precoces a tardi S_2). Segue-se a cianita e a sillimanita com reações retrógradas à cianita. Nas associações a diopsídio e escapolita, o primeiro é instável e passa a tremolita-Fe actinolita, que marca o limite inferior da curva de retorno do metamorfismo.

A S_2 está dobrada em antiformas e sinformas de terceira fase, a flanco inverso curto e vergência para norte. Possui uma foliação plano axial tênue, S_3 , a biotita e/ou muscovita, denotando novo pulso metamórfico.

Zonas de cisalhamento sub-verticais, dúcteis-rúpteis, possuem uma evolução pós nappes, com estruturas pré e posteriores às dobras da terceira fase. Definem faixas milonito-protomiloníticas longitudinais espessas de até 800m.

Dobramentos tardios normais afetam as superfícies S_2 e S_3 e se superpõem em duas fases que admitem clivagens espaçadas ou de crenulação como plano axial. A quarta fase (E-W) é homoaxial a D_3 , enquanto que a quinta fase orienta-se NS.

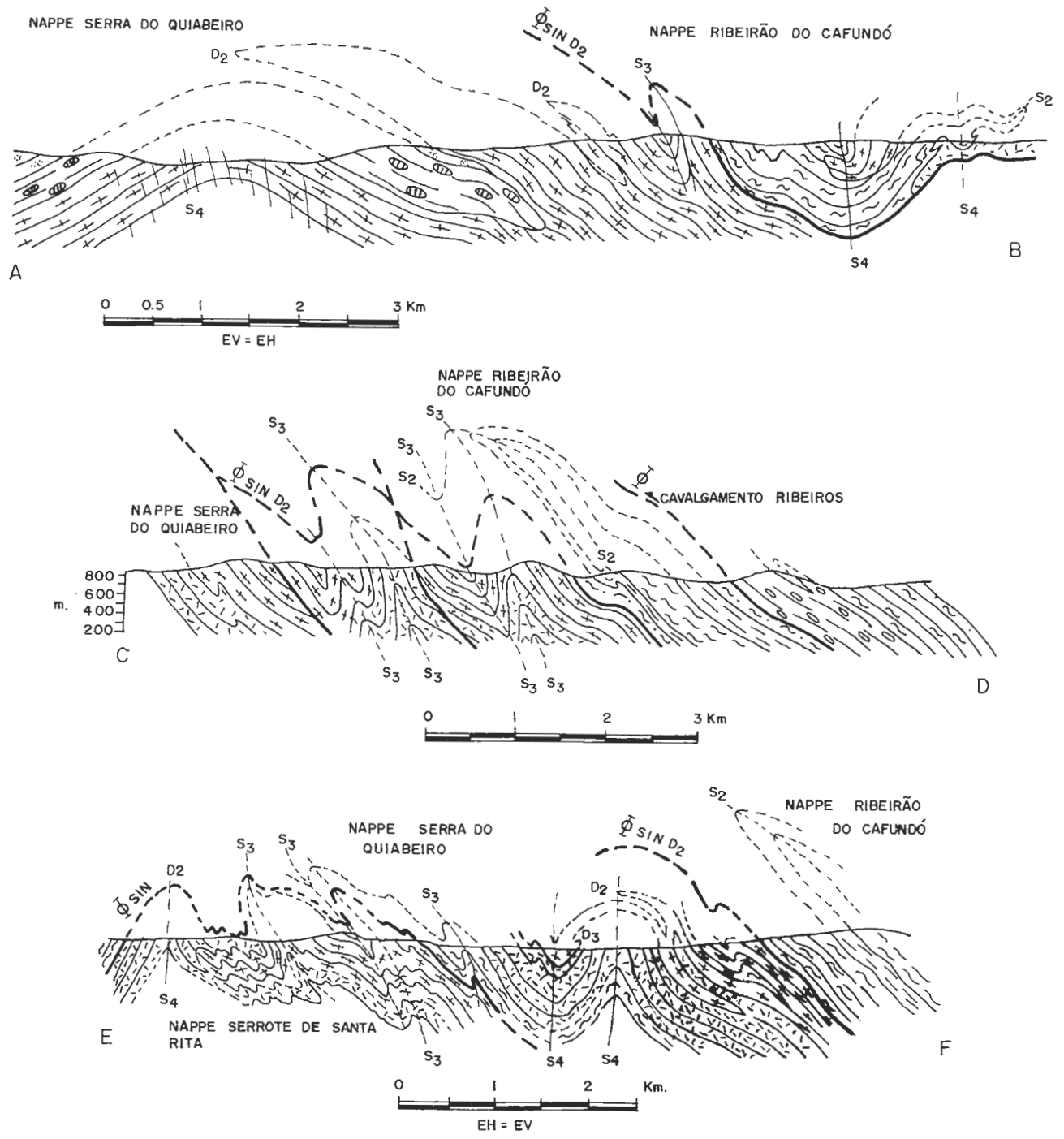










FIG - 2 - PERFIS GEOLÓGICOS

SUPRA CRUSTAIS - GRUPO ANDRELÂNDIA

-  XISTOS E QUARTZITOS SUBORDINADOS
-  MUSCOVITA - BIOTITA GNAISSES
-  GRANADA - MUSCOVITA - BIOTITA - PLAGIOCLÁSIO GNAISSES

EMBASAMENTO

-  NEBULITO GNAISSES
-  GRANITÓIDE GNÁISSICO PORFIRÓIDE
-  DIORITO - TONALITO GNAISSES BANDADOS E HOMOGÊNEOS COM METABÁSICAS
-  ORTOGNAISSE PORFIROCLÁSTICO
-  TONALITO - GRANODIORITO - GRANITO GNAISSES

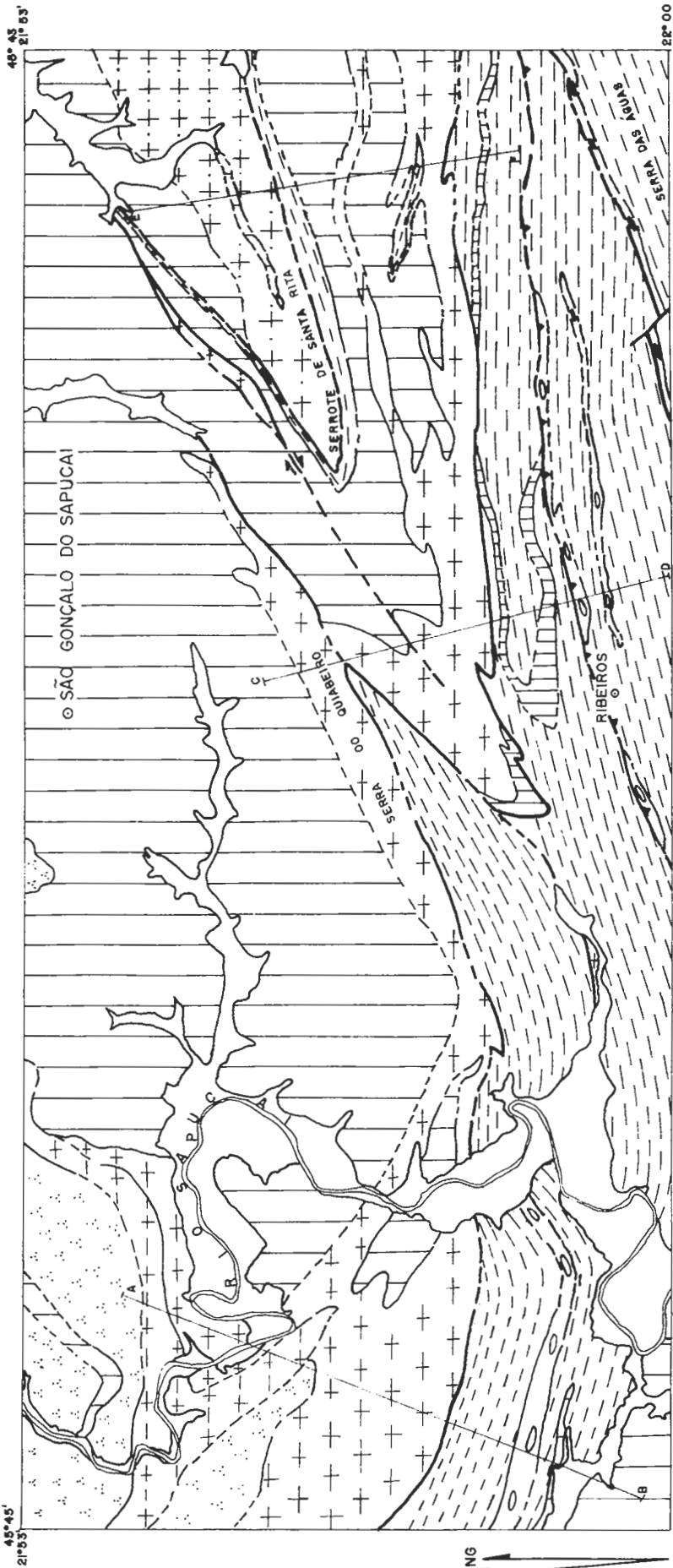


FIG - 1 : MAPA GEOLÓGICO

- RECENTE**
- ALUVIÕES
- PROTEROZÓICO MÉDIO**
GRUPO ANDRELÂNDIA
- MUSCOVITA-BIOTITA GNAISSE
 - GRANADA-BIOTITA-PLAGIOCLÁSIO GNAISSE E NIVEIS DE MICAXISTOS E QUARTZITOS.
- PROTEROZÓICO INFERIOR**
- NEBULITO-SCHILIEREN GNAISSE
 - GRANITO GNAISSICO PORFIRÓIDE SERRA DE SÃO GONÇALO
 - GNAISSES SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ
- 1 2 3 4
- 1.- ORTOGNAISSE SERRA DO QUIABEIRO.- TONALITO-GRANODIORITO-GRANITO GNAISSE CINZA, HOMOGÊNEO, COM FÁCIES PORFIROCLÁSTICA E NIVEIS MIGMATIZADOS.
 - 2.- ORTOGNAISSE SERROTE DE SANTA RITA.- GRANITO GNAISSE CINZA ROSADO PORFIROCLÁSTICO
 - 3.- ORTOGNAISSE RIBEIROS.- GRANODIORITO-GRANITO GNAISSE CINZA, LISTRADO E MICROPORFIROCLÁSTICO.
 - 4.- ORTOGNAISSE SERRA DAS ÁGUAS.- MILONITO GNAISSE GRANÍTICO PORFIROCLÁSTICO, CINZA ROSADO.
- LIMITE DE NAPPE ANTICLINAL
 - CAVALGAMENTO
 - FALHA
 - A-B PERFIL GEOLÓGICO



COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO MERIDIONAL DAS FAIXAS URUAÇU E BRASÍLIA, SW DE MINAS GERAIS: DADOS PRELIMINARES

Cláudio de Morisson Valeriano*

Luiz Sergio Amarante Simões**

Antônio Misson Godoy**

* Depto. de Geologia/Geofísica - UERJ

** Depto. de Petrologia e Metalogenia - UNESP, Campus de Rio Claro

INTRODUÇÃO E TRABALHOS ANTERIORES

Este trabalho se constitui em uma síntese preliminar dos dados provenientes de mapeamentos semidetalhados na porção meridional das faixas de dobramentos Brasília e Uruaçú, limitadas ao Sul pelo Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al., 1979) e a Leste pelo Cráton do São Francisco (Marini et al., 1984). Uma importante superfície de cavalgamento tem sido identificada no contato basal do Grupo (ou Form.) Canastra, cujo traço passa aproximadamente pelas cidades de Capitólio, Guapé, Ilicínea, Alpinópolis e Itaú de Minas (Fleischer & Schmidt, 1978). As características estratigráficas, estruturais e metamórficas dos Grupos Araxá e Canastra, que compõem o conjunto alóctone, foram descritas por Teixeira & Danni (1978), Morales et al. (1983), Oliveira et al. (1983), Trouw et al. (1984), Heilbron et al. (1987) e Simões et al. (1988). Maiores controvérsias envolvem o traçado de seu plano de empurrão basal e o posicionamento estratigráfico das unidades supracrustais de baixo grau metamórfico que bordejam esta nappe, aflorando a Leste e a Sul de Ilicínea. Estes metassedimentos infra-Araxá-Canastra têm sido posicionados em diversas unidades litoestratigráficas, como grupos Canastra, Bambuí e Sequência Carmo do Rio Claro. Esta última denominação informal foi criada por Heilbron et al. (1987), devido à litologia atípica, tanto para o Grupo Canastra (metadiamicritos polimíticos), como para o Grupo Bambuí (espessos ortoquartzitos).

Trabalhos de mapeamento (esc. 1:25000), realizados por docentes e alunos de graduação da UNESP, UERJ e UFRJ tornaram possível esta integração geológica, onde é apresentado o traçado da base da nappe Araxá-Canastra, assim como a distribuição das unidades supracrustais de baixo grau metamórfico sotopostas àquela nappe. Este trabalho contou com auxílio financeiro do CNPq.

UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS E ESTRUTURAÇÃO

a) Grupo Araxá-Canastra

Esta unidade, na área mapeada (Fig. 1), se constitui em uma nappe, que recobre as demais unidades subjacentes. É representada, da base para o topo, por biot.-clorita-sericita filitos carbonáticos, seguidos de (clorita) muscovita filito, que transicionam para quartzitos micáceos, do tipo "mil folhas" (Grupo Canastra). Estes quartzitos transicionam para muscovita biotita filitos ou xistos, com intercalações de quartzitos, gnaisses, rochas calcissilicáticas, gondito e anfibolitos (Grupo Araxá).

Contatos truncados, acima e abaixo do contato basal, o seu grau metamórfico mais baixo (zona da biotita) que o dos metassedimentos subjacentes (zona da clorita) e o estilo estrutural contrastante em relação a estes, corroboram a caracterização desta unidade como alóctone, conforme os trabalhos prévios mencionados.

b) Sequência Carmo do Rio Claro

Esta denominação é mantida, neste trabalho, para as rochas predominantemente metareníticas infra-Araxá-Canastra, excetuando-se a associação de metadiamicritos polimícticos, ardósias, metassiltitos e wackes, interestratificados gradacionalmente, que é posicionada no Grupo Bambuí (fácies Samburá), por sua afinidade litológica. A Sequência Carmo do Rio Claro é tipificada por metarenitos quartzíticos, puros a micáceos, com intercalações de (clorita) sericita filitos, de cor acinzentada a esverdeada, ou prateados. Nos metarenitos, é comum a preservação do contorno original arredondado, deformado ou não, dos grãos detríticos de quartzo. Localmente, estes metarenitos gradam para metaconglomerados quartzíticos.

A Sequência Carmo do Rio Claro apresenta uma clivagem penetrativa, subparalela ao acamamento, chegando localmente a promover completa recristalização dos grãos detríticos de quartzo, acompanhada de forte lineação de estiramento. Esta feição é interpretada como oriunda de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, internas à sequência. A foliação principal é afetada por dobras empinadas, suaves a abertas, com eixos de caimento suave a moderado de direções variadas, porém predominantemente N-S, a Leste de Ilicínea e ENW a NW ao Sul desta cidade. A Leste de Ilicínea, flancos destas megadobras NS são truncados ao longo do contato basal da unidade. Este e outros truncamentos, e a forte recristalização do metarenito, ao longo de seus contatos basais, indicam que a Sequência Carmo do Rio Claro se trata de uma unidade alóctone, pelo menos na área em questão, cavalgando o embasamento granito-gnáissico-greenstone, recoberto pelo Grupo Bambuí. Para Norte da área estudada, a Sequência Carmo do Rio Claro se estende até a cidade de Piumi, onde parece recobrir tectonicamente o greenstone-belt homônimo (Fritzs et al., 1980) e a fácies Samburá do Grupo Bambuí. Na área de Carmo do Rio

Claro, a Sequência Carmo do Rio Claro ocorre sob a forma de klippen isolados, que se superpõem ao Grupo Bambuí e à Sequência da Base da Serra do Tabuleiro, de Heilbron et al. (1987), formada por metagrauvaca básica, talco xisto, cromitito e formação ferrífera bandada, que provavelmente se trata de uma escama tectônica do embasamento, colocada entre a Sequência Carmo do Rio Claro e o Grupo Bambuí.

c) Grupo Bambuí

Na região de Carmo do Rio Claro, o Grupo Bambuí é constituído por uma associação de metadiamictito polimítico, ardósia, metassiltito e wacke, interestratificados gradacionalmente. Nas fácies grosseiras, os clastos são arredondados, com proveniência de rochas típicas do embasamento (gnaisses miloníticos) e de anquimetamorfitos. A proveniência de clastos do Grupo Araxá-Canastra e da Sequência Carmo do Rio Claro não pôde ser constatada com certeza. É provável que o Grupo Bambuí aflore a Leste de Itaci, porém devido ao aplainamento desta área e à presença de coberturas arenosas avermelhadas inconsolidadas, esta porção do mapa da Fig. 1 permanece em aberto. No extremo NE da área estudada, ardósias e metassiltitos listrados, posicionados no Grupo Bambuí, são cavalgados pela Sequência Carmo do Rio Claro.

d) Embasamento

Associações litológicas do embasamento afloram nos extremos SE e Leste da área estudada, e também sob a forma de janelas estruturais no domínio da Sequência Carmo do Rio Claro. É constituído por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com grau variável de milonitização. Feições cataclásticas, superpostas à textura milonítica são frequentes. Comumente associados aos gnaisses, ocorrem xistos ultramáficos, fuchcita quartzito, formação ferrífera e gondito.

Dúvidas persistem quanto ao posicionamento estratigráfico de uma associação em que predomina um filito de composição básica, com matriz fina de clorita, epidoto e opacos, ocasionalmente com estilpnomelana, contendo cristais de albita, cuja textura sugere tratar-se de clastos em uma metagrauvaca. Sua associação com xistos ultramáficos, e afloramentos esparsos de gnaisses indica seu posicionamento no embasamento. Entretanto, a Norte de Ilicínea, uma faixa em que predomina a metagrauvaca básica ocorrem lentes irregulares do metarenito da Sequência Carmo do Rio Claro. Por sua situação logo abaixo do empurrão basal da nappe Araxá-Canastra, estas lentes foram interpretadas como de origem tectônica. Entretanto, devido à pobreza de afloramentos deste domínio, não pode ser descartada a hipótese destas metagrauvas pertencerem à Sequência Carmo do Rio Claro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Cavalcante, J.C. et al.-1979- Projeto Sapucaí, Relat. Final de Geologia. MME-DNPM, 299p.
- Correia, C.T.-1986- Geologia da Folha de Cássia, MG, e petrologia de seus anfíbolitos. Dissert. de Mestrado não publ. Universidade de São Paulo, 123 p.
- Fleischer, R. & Schmidt, W.-1978- Estilo estrutural do Precambriano no Sudeste de Minas Gerais. 30º Congr. Bras. Geol., Recife, v. 1:431-434.
- Fonseca, M.J.G. et al.-1979- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Mapa e texto explicativo. DNPM, 240p.
- Fritzsos Jr., O. et al.-1980- Geologia da região de Pium-i (MG). 31º Congr. Bras. Geol., Camboriú, v. 5:2906-2917.
- Heilbron, M. et al.-1987- O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. An. 4º Simp. Geol. Minas Gerais, pp. 179-198.
- Machado Fº et al.-1983- Levantamento de Recursos Naturais, Projeto RADAMBRA-SIL, Geologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória. pp. 31-286.
- Marini, O.J. et al.-1984- As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia, e o Maciço de Goiás. In: Schobbenhaus, C. et al. (coords), Geologia do Brasil. MME-DNPM, pp. 251-303.
- Morales, N. et al.-1983- Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. An. 2º Simp. Geol. Minas Gerais, Bol.3:411-422.
- Oliveira, M.A.F. et al.-1983- Geologia das quadriculas de Cássia e São Sebastião do Paraíso. An. 2º Simp. Geol. Minas Gerais, bol.3:506-512.
- Simões, L.S.A. et al.-1987- Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra, na região de São Sebastião do Paraíso-Alpinópolis, MG. An. 35º Congr. Br. Geol., Belém, v.3:1203-1215.
- Teixeira, N.A. & Danni, J.C.M.-1978- Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). An. 30º Congr. Bras. Geol., Recife, v.2:700-710.
- Trouw, R.A.J. et al.-1984- Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como continuação dos grupos Araxá e Canastra. An. 33º Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, pp. 3227-3240.

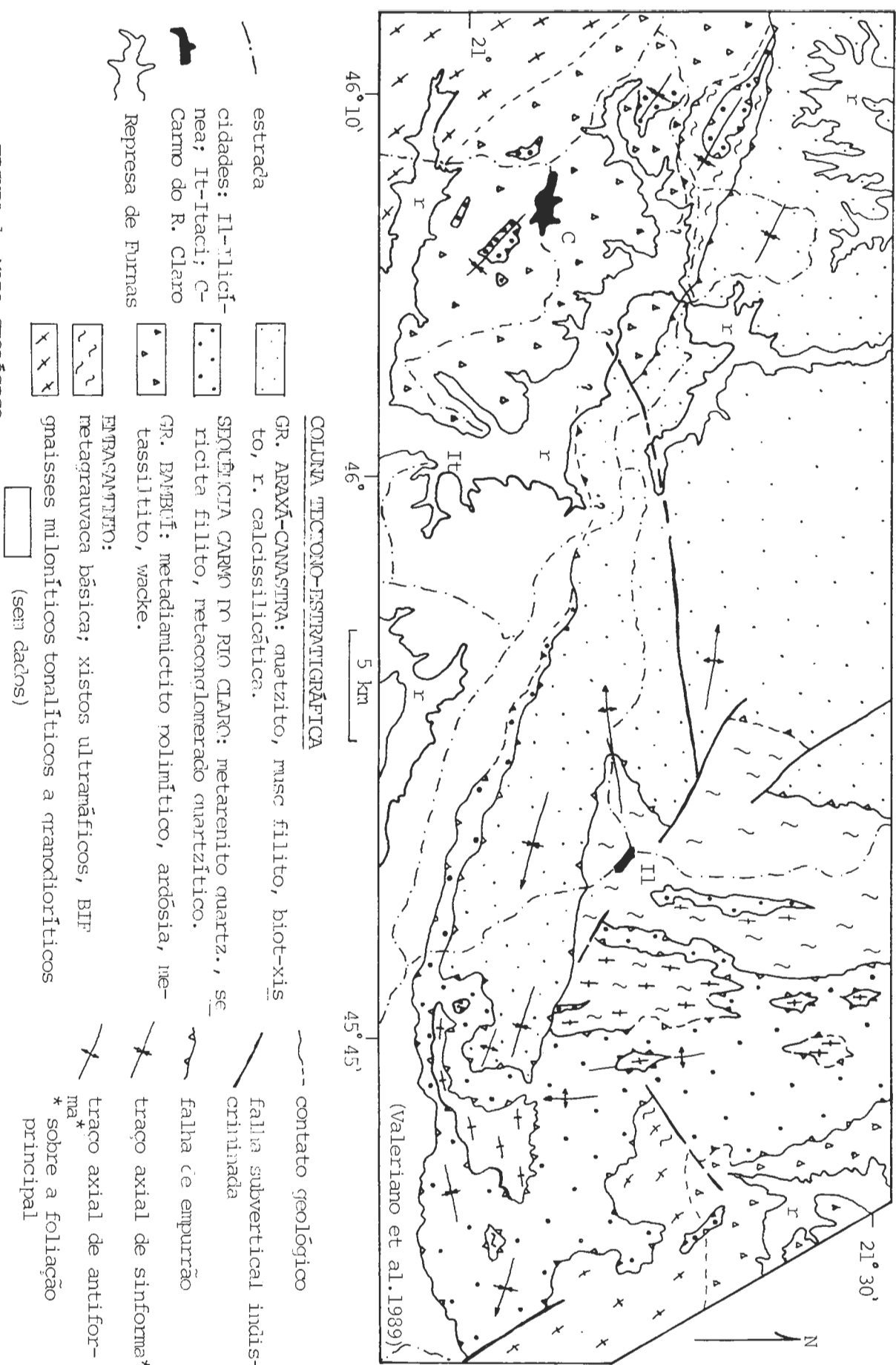


FIGURA 1: MAPA GEOLÓGICO

- estruça
- estrada
- Represa de Furnas
- GR. ARAXÁ-CAMASTãRA: quartzito, musc filito, biot-xis-
to, r. calcissilicãtica.
- GR. EMBUf: metadiamiclito polimãtico, ardõsia, me-
tassiltito, wacke.
- EMBRASAMTITO:
metagrauvaca bãstica; xistos ultramãficos, BIF
gmaisses milonãticos tonalãticos a granodiorãticos
(sem dados)
- contato geolõgico
- falha subvertical indã-
crimnada
- falha de empurrõo
- traço axial de sinforma*
- traço axial de antiforma*
* sobre a foliaõão principal
- GR. ARAXÁ-CAMASTãRA: metarenito quartz., se-
ricita filito, metaconglomerado quartzãtico.
- GR. EMBUf: metadiamiclito polimãtico, ardõsia, me-
tassiltito, wacke.
- EMBRASAMTITO:
metagrauvaca bãstica; xistos ultramãficos, BIF
gmaisses milonãticos tonalãticos a granodiorãticos
(sem dados)

A EVOLUÇÃO GEOCRONOLÓGICA DOS TERRENOS GRANÍTICO-GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS AO SUL DA FAIXA CANASTRA, SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Wilson Teixeira₁

Hercio Akimoto₂

Oswaldo Siga Junior₃

Kei Sato₄

1. Instituto de Geociências - IG-USP;
2. Bolsista Iniciação Científica IG-USP/FAPESP;
3. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE;
4. Instituto de Geociências / Centro de Pesquisas Geocronológicas - IG/CPGeo.

São discutidos dados geocronológicos de um projeto regional, presente mente em desenvolvimento no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo sob os auspícios da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP. Os dados obtidos em rochas gnáissico-migmatíticas e granitóides são integrados ao conjunto de datações radiométricas pré-existentes, permitindo uma interpretação preliminar do quadro de evolução crustal pré-cambriana comparativa ao do Cráton do São Francisco.

Os terrenos investigados abrangem geograficamente as cidades de: Boa Esperança, Santana da Vargem, Campos Gerais, Alpinópolis, Fortaleza de Minas e Nova Rezende. A área possui grosseiramente a forma de uma cunha que é recoberta a oeste pelos sedimentos da bacia do Paraná sendo os seus limites meridionais e setentrionais definidos respectivamente pela faixa granulítica do Complexo Varginha-Guaxupé (Fonseca et al, 1979) e pelos metassedimentos do Grupo Araxá-Canastra e sequência Carmo do Rio Claro (Marini et al, 1984; Heilbron et al, 1987). Já a porção oriental tem um limite tectônico impreciso em relação à extremidade SW do Cráton do São Francisco.

O conjunto de rochas enfocado foi denominado originalmente de Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al, 1979), apresentando-se afetado por uma tectônica de blocos delimitados por falhamentos, além de mostrar características de uma evolução policíclica, iniciada no Arqueano (Wernick et al, 1981; Machado Filho et al, 1983; Teixeira et al, 1987). Em termos litológicos, a região possui caráter heterogêneo e, além das rochas granítico-gnáissico-migmatíticas, contém relíquias meta-vulcano-sedimentares (Morro do Ferro, Alpinópolis, etc) e corpos intrusivos (Porto Mendes, São João). Em adição, uma faixa contínua de rochas metassedimentares ocorre ao longo do setor sul do domínio investigado, e

tem sido correlacionada às sequências dos Grupos Andrelândia e São João Del Rei (e.g., Trouw et al, 1984).

Os dados geocronológicos disponíveis referem-se a isócronas Rb/Sr e Pb/Pb em rocha total e K/Ar em minerais (anfíbólio e biotita).

As idades isocrônicas obtidas pelo método Rb-Sr foram:

1. Ortognaisses (SW de Alpinópolis): 2853 ± 118 MA ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} - \text{RI} = 0,7001 \pm$);
2. Gnaisses Cataclásticos (SW de Campos Gerais): 2308 ± 66 MA ($\text{RI} = 0,7506 \pm$);
3. Paragnaisses (Santana da Vargem): 1908 ± 36 ($\text{RI} = 0,7029 \pm 0,0002$);
4. Granitóides (NE de Boa Esperança) = 1404 ± 54 ($\text{RI} = 0,7469 \pm 0,0017$).

Determinações Rb/Sr revelaram idades arqueanas para migmatitos das imediações de Fortaleza de Minas (Wernick et al, op. cit.). Retrabalhamentos no Proterozóico Inferior (cerca de 2.3 b.a. atrás) ocorreram tanto naquela região, como em Boa Esperança, conforme demonstram dados isotópicos de Pb e Sr obtidos por Teixeira et al (op. cit.) em granitóides migmatizados.

A integração desses dados com o conjunto presentemente obtido ratifica a existência de material arqueano, até o presente, em duas localidades (Fortaleza de Minas e Alpinópolis). Os gnaisses cataclásticos de Campos Gerais (com RI muito altas) possivelmente representam o retrabalhamento no Proterozóico Inferior dessa crosta antiga, em concordância com outros dados semelhantes reportados por Teixeira et al (op. cit.). Por outro lado, os paragnaisses de Santana da Vargem (com baixa RI) sugerem a existência de material juvenil adicionado à crosta (e logo após metamorfisado) durante o próprio Ciclo Transamazônico, que foi também responsável pela geração de corpos plutônicos como o de Porto Mendes, datado em cerca de 1.85 ba.

Em adição, a ocorrência de retrabalhamentos no Proterozóico Médio é exemplificada pelos granitóides do Nordeste de Boa Esperança. Esta constatação é também confirmada por várias idades aparentes K/Ar em anfibólitos e micas, refletindo um resfriamento de setores da área (em decorrência do metamorfismo regional) no período de tempo entre 1.43-1.13 b.a.. Finalmente, outras idades K/Ar revelaram valores brasileiros tanto para rochas do Grupo Araxá-Canastra como para as rochas subjacentes, em claro contraste com as idades aparentes do Proterozóico Médio obtidas no embasamento mais antigo. Este quadro sugere uma natureza alóctone para aquele conjunto metasedimentar, cuja colocação tectônica teria ocorrido durante o Ciclo Brasileiro.

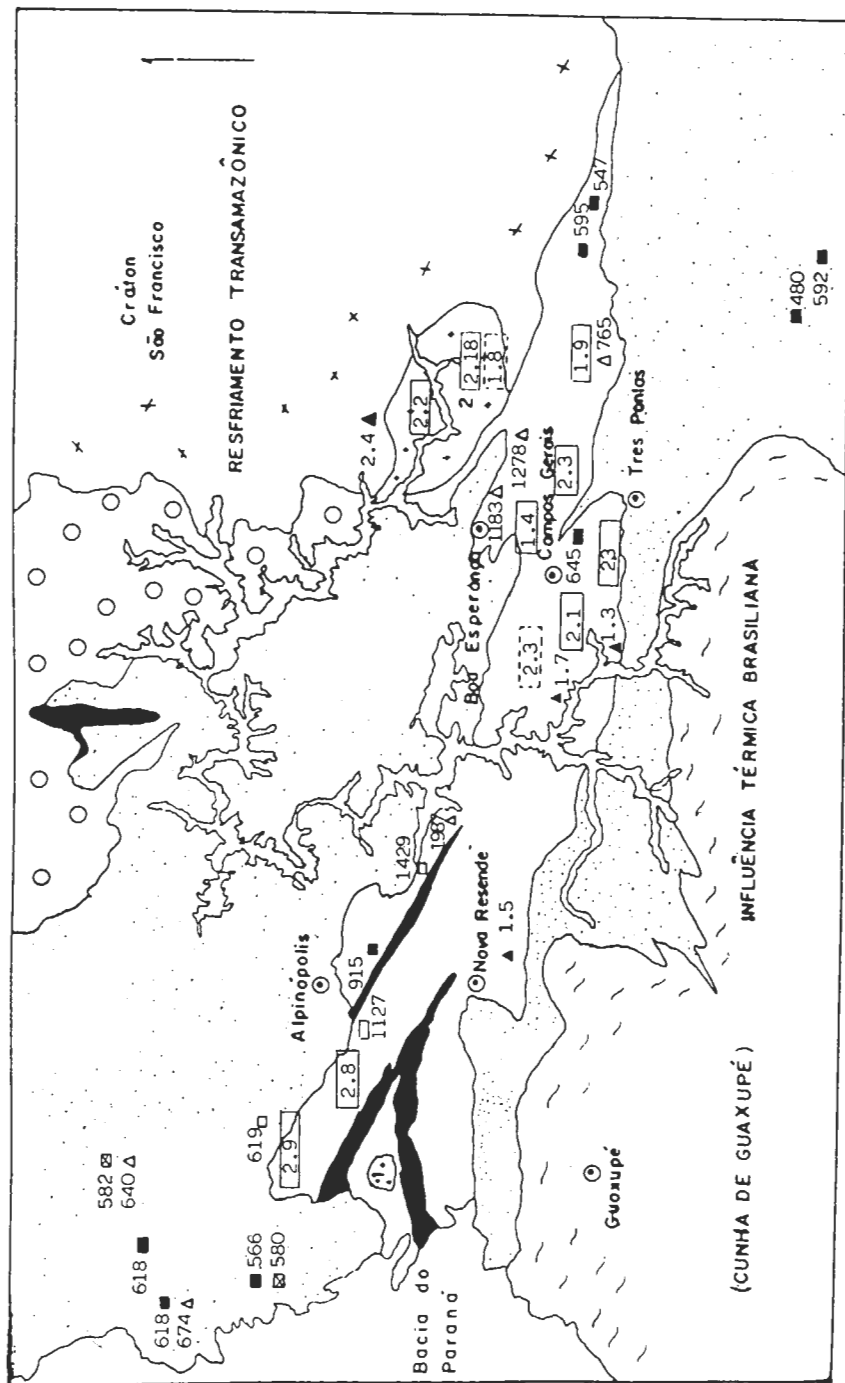
De outra parte, além do caráter policíclico da evolução crustal, fica

demonstrada a importância do Proterozóico Inferior para a área investigada e de maneira similar ao já constatado em relação à evolução do Cráton do São Francisco. Durante este período ocorreram tanto retrabalhamentos crustais importantes como também adições de material juvenil, estas possivelmente tendo maior magnitude ao final do Ciclo Transamazônico, a julgar pelos dados disponíveis. Adicionalmente, a existência de idades Rb/Sr, Pb/Pb e K/Ar extremamente variadas no espaço e no tempo, desde o Arqueano até o Brasiliano, poderiam ser um reflexo da justaposição tectônica, num mesmo nível crustal, de fragmentos distintos (em natureza e evolução), em decorrência do desenvolvimento de expressivos sistemas de falhamentos. Dados adicionais atualmente em execução permitirão melhor fundamentar tais hipóteses.

REFERÊNCIAS

- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí, Estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM-CPRM, 229p.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSSATO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília, DNPM, 240p.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T. - 1987 - O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG.. An. IV Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 179-198.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. - 1983 - Levantamento dos recursos naturais, Projeto RADAM-BRASIL, Geologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória, Rio de Janeiro, p. 31-286.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUÉRCIO, S.O.; RAMALHO, R. - 1984 - As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia, e o Maciço Mediano de Goiás. In: Geologia do Brasil, Schobbenhaus (coord.), ME-DNPM, p. 251-303.
- TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C.; BRENNER, T.L.; CHENEY, J.T.; MARCHETTO, C.M.L. - 1987 - Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone Belt do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). Rev. Bras. Geoc. 17 (3):209-220.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. - 1984 - Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como continuação dos grupos Araxá e Canastra. An. 33º Congr. Bras. Geol. 7:3227-3240. Rio de Janeiro. RJ.

WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação dos dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, 3º Simp.Reg.Geol., Curitiba, Nov./81, 1:328-342.



escala: 1:1.000.000

ESBOÇO GEOLÓGICO DO SW DE MINAS GERAIS
(adaptado de Machado Filho et al. 1983)

- 1 - Granito São João
- 2 - Granito Porto Mendes
- Grupo Bambuí
- Grupos Araxá-Canastra, Andrelândia, S. J. del Rei
- Complexo Campos Gerais
- Greenstone Belts

Determinações Radiométricas

- Método K-Ar (em m.a.)

Δ anfibólio

■ micas

⊠ feldspato

□ rocha total

- Método Rb-Sr (em b.a.)

▭ Isócrona Rb-Sr

- Método Pb-Pb (em b.a.)

⋯ Isócrona Pb-Pb

▲ idade convencional Rb-Sr (em b.a.)

MAPEAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DE UMA ÁREA DA FAIXA
ARAXÁ-CANASTRA NO TRIÂNGULO MINEIRO, DE INTERESSE À
USINA HIDRELÉTRICA DE BOCAINA

Antônio Carlos Magalhães - EPC, Eng^a, Projeto e Consultoria Ltda
Romildo Dias Moreira Filho - CEMIG/SPEC-Cia. Energética de MG.

1. INTRODUÇÃO

A Usina Hidrelétrica de Bocaina (150 MW), hoje estudada pelo Consórcio LEME ENGENHARIA/EPC ENGENHARIA para a Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG, localiza-se no alto curso do rio Paranaíba entre as cidades de Catalão (GO) e Coromandel (MG). O objetivo inicial foi a descrição das litologias existentes, da natureza e disposição espacial dos elementos estruturais e a sucessão cronológica das etapas deformacionais distintas. Entre os métodos utilizados pode-se mencionar o mapeamento detalhado (escala 1:1000), a análise estrutural, a microtectônica e a descrição de 50 sondagens, que consubstanciaram um relatório interno de projeto. Neste documento foram desenvolvidas considerações sobre as fases ou etapas de deformação, bastante úteis para análises de geometria simples, mais amplamente utilizadas na parte civil de projetos hidrelétricos.

Serão comentados neste trabalho aspectos sobre a gênese das estruturas e tipologia das deformações.

Muito embora a área objeto deste trabalho seja pequena, as informações geológico-estruturais do local do barramento são, quando possível, comparadas com os estudos e observações regionais.

2. TRABALHOS ANTERIORES

Após Barbosa (1955), foi elaborado pelo DNPM (1970) o "Projeto Chaminês" com o nome de "Geologia da Região do Triângulo Mineiro". Dardenne (1974) iniciou estudos na região. Fuck e Marini (1981) postularam pela primeira vez o Grupo Araxá como fácies lateral do Grupo Canastra. Em 1981 foi solicitado pela CEMIG à CPRM um projeto de mapeamento tectônico do reservatório da Barragem de Emborcação. Campos Neto (1984) comunga com algumas idéias de Fuck e Marini. A nível local, o sítio da barragem foi estudado pela CEMIG (1985) e pela IESA (1987).

3. ASPECTOS LITOLÓGICOS

A área investigada é constituída por uma faixa metassedimentar proterozóica com rochas que variam de mica-xistos a quartzitos. Esta faixa está posicionada entre a Formação Ibiã (mica-xistos carbo-

náticos) sotoposta e o Grupo Araxá (gnaiesses, xistos com granada e cianita, anfibolitos, etc) sobreposto. Os quartzitos estudados possuem quartzo, sericita, turmalina, zircão e opacos. Ocorrem em camadas persistentes lateralmente com espessura variando de 0,5 a 34 m. Os mica-xistos exibem essencialmente quartzo, sericita, clorita, biotita (rara) e carbonato. Os quartzitos apresentam uma xistosidade definida por orientação de micas numa malha poligonal de quartzo. Os mica-xistos, em geral bastante xistosos, podem exibir segregados de quartzo na forma de veios concordantes.

4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

A maioria das estruturas observadas é comum ao regime de deformação por cisalhamento coaxial ("pure shear", que envolve compressão) e uma outra parcela ao regime não-coaxial ("simple shear" ou rotacional). Para fins de ordenamento da descrição e do regime de deformação das estruturas detectadas, assim como para auxiliar na montagem do modelo local, a sucessão cronológica da formação dos elementos estruturais é de fundamental importância. Com base na superposição de estruturas e nas análises de microtectônica, a história de formação da área foi subdividida em quatro fases ou etapas de formação (D_n , D_{n+1} , D_{n+2} , D_{n+3}), podendo estar separadas entre si por hiatos tectônicos. Acredita-se que todos estes episódios de deformacionais, distintos e sem transição em termos geométricos e genéticos, estejam relacionados a um único evento tecto-metamórfico regional e, à luz da tectônica de placas, mostra os diferentes estágios da evolução deformacional/metamórfica que ocorreu nos diversos níveis crustais por onde se posicionaram as sequências litológicas analisadas. Com base nas observações microtectônicas e na análise das fases de deformação, pode-se montar a seguinte evolução geológico-estrutural para a área:

- Deposição das sequências metassedimentares equivalentes (Grupo Araxá juntamente com a sequência estudada, Grupo Canastra e porções quartzíticas basais do Grupo Bambuí) em bacias distintas porém mais ou menos simultaneamente, sobre um embasamento granito-gnaissico antigo, seguido da deposição de sedimentos pelito/carbonáticos, dando origem aos calci-xistos da Formação Ibiá e dos calcários Bambuí.
- A deformação D_n , com empurrões e raríssimas dobras, causou o empilhamento tectônico do Grupo Canastra sobre o Grupo Bambuí e do Grupo Araxá juntamente com a faixa metassedimentar estudada sobre a Formação Ibiá. Início do metamorfismo com crescimento de sericita e clorita, que contribuiu, com a deformação, para o desenvolvimento de uma clivagem ardosiana bastante penetrativa. A deformação durante esta fase foi em grande parte do tipo não coaxial, com de

envolvimento de zonas de cisalhamento rúpteis/dúcteis de baixo ângulo. Eventuais milonitos ou estruturas afins devem ter sido recristalizados durante a fase subsequente.

- Com o aumento da temperatura e pressão, o metamorfismo atingiu o seu auge (crescimento de biotita esporádica) durante D_{n+1} , que originou a xistosidade, localmente clivagem de crenulação S_{n+1} , raramente S_c (Lister & Snoke, 1984), com atitude média 255/32. Esta xistosidade está invariavelmente oblíqua com o acamamento/aleitamento (S_0), este com atitude média de 245/25. As lineações associadas a esta fase são basicamente de interseção $S_0 // S_n \times S_{n+1}$ e assumem atitude 201/15, paralela a uma lineação definida por "rods" de quartzo. As dobras são em geral apertadas a isoclinais, simétricas, com superfície axial paralelas à S_{n+1} . O regime de deformação, durante esta fase, foi essencialmente coaxial com heterogeneidades locais revelando deformação não-coaxial (estruturas S-C). Possivelmente D_n e D_{n+1} representam processos contínuos de deformação em resposta ao mesmo campo de esforços.
- Houve um intervalo de tempo no qual os esforços de deformação cessaram, e a temperatura permaneceu suficientemente alta para dar origem a processos de recristalização de quartzo e micas, tentando recuperar dos esforços acumulados durante D_n e D_{n+1} .
- Após este período de calma tectônica, a temperatura abaixou e novos esforços deformacionais (D_{n+2}) foram aplicados ao conjunto rochoso, dando origem a dobras abertas a suaves, com leve vergência para NNW, eixos 201/17 e superfície axial 112/80. Ocorrência de clivagem de fratura paralela a superfície axial de dobras e rara clivagem de crenulação. Esta fase ocorreu num regime de deformação rúptil a dúctil e a ela podem estar associadas zonas de cisalhamento dúcteis de importância regional, com atitude subvertical, como as que ocorrem no Sul de Minas e no vale do rio Paraíba do Sul (Trouw, 1984; Magalhães e Almeida, 1984; Magalhães, 1985).
- Após outro hiato tectônico e com temperatura ainda mais baixa, num regime bem mais rúptil do que dúctil ocorreu D_{n+3} . Esta fase produziu dobras tipo "kink bands" com eixos 294/06 e superfície axial (198/subvertical) paralela a clivagem de fratura generalizada. A esta fase parece também estar associadas grandes zonas de cisalhamento subverticais, com direção NW-SE, que ocorrem mais ao sul, no reservatório da UHE de Emborcação.
- Com os movimentos tectônicos do Mesozóico, as antigas fraturas no maciço serviram de caminho para brechas kimberlítica e lamprófiros vulcânicos/subvulcânicos, especialmente aquelas que seguem as direções D_{n+3} .

5. COMENTÁRIOS

Postula-se que a faixa metassedimentar mapeada tenha sido depositada na mesma bacia do Grupo Araxá. A primeira representada por fácies proximais de ambiente pericratônico costeiro e de plataforma rasa, sucedidas por fácies distais de ambientes profundos (maior parte do Grupo Araxá), a que se associaram expressivas manifestações vulcânicas. A faixa xisto/quartzítica objeto deste trabalho foi designada informalmente por "Fácies Bocaina" do Grupo Araxá, bastante parecida com seqüências do Grupo Canastra (com a qual não se liga fisicamente), aflorantes sob a Formação Ibiã.

Acredita-se que as fases de deformação D_n e D_{n+1} estejam relacionadas às etapas iniciais da movimentação de placas, com tectônica dúctil preferencialmente horizontal. Já as fases D_{n+2} e D_{n+3} , com as seqüências em posições crustais menos profundas, teriam a tectônica relacionada a colisão dúctil/rúptil de porções cratônicas. As diferentes orientações dos elementos estruturais das duas últimas fases poderiam ser o resultado de colisões sucessivas de porções distintas.

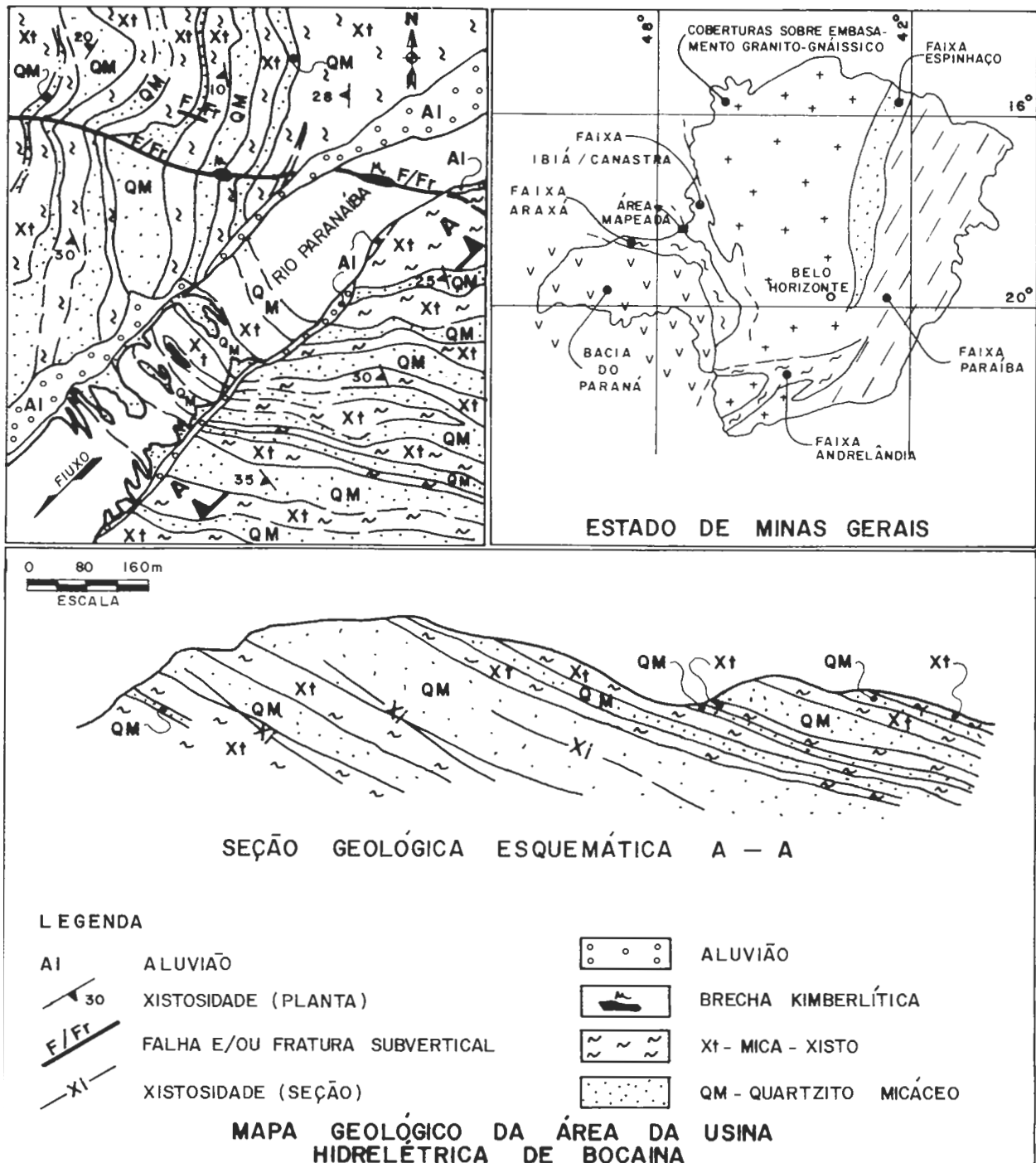
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. - 1955 - Guia das Excursões do 9º Congr. da Soc. Bras. Geol., Not 3:3-5.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1984 - Litoestratigrafia, Relações Estratigráficas e Evolução Paleogeográfica dos Grupos Canastra, Paranoá (Região de Vazante - Lagamar, MG). Rev. Bras. Geoc., Vol.14, nº 2, p 81-91.
- CEMIG - Companhia Energética de Minas Gerais - 1985 - Relatório Geológico-geotécnico - UHE de Bocaina. Superintendência de Projetos de Geração, nº 11.163-PG/EC-061.
- CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - 1981 - Projeto Tectônico Específico de Falhamento da área do reservatório da Barragem de Emborcação. Belo Horizonte.
- DARDENNE, M.A. - 1974 - Geologia da Região de Vazante, MG. Congr. Bras. Geol. 28, Porto Alegre, Resumos, Vol. 1 pp 182-85.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. Anais Simp. Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador. pp 118-129.
- IESA - Internacional de Engenharia S.A. - 1987 - Estudos de Viabilidade - Relatório Final - Anexo B - Estudos Geológico-geotécnicos - UHE de Bocaina - Belo Horizonte. pp 1-76.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. - 1984 - S-C Mylonites. Journal of Structural Geology, Vol. 6, nº 6, pp 716-638.
- MAGALHÃES, A.C. & ALMEIDA, J.C.H. - 1984 - Nota sobre a geologia e

estruturas da área de Lambari e Cambuquira, Sul de Minas Gerais. Vol. Resumos XXXIII Congr. Bras. Geol. p 136.

MAGALHÃES, A.C. - 1985 - Geologia de Corpos Ultramáficos da região entre São João del Rei e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas-MG. - Tese de Mestrado - UFRJ - não publicada.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., pp 3227-3240.



GRUPO ARAXÁ

ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS E METAMORFISMO NA REGIÃO
DO TRIÂNGULO MINEIRO

Pedro Gervásio Ferrari - LEME ENGENHARIA S.A.

Estudo contratado pela Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG - através da LEME ENGENHARIA para os estudos ambientais da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo apresentar a constituição litoestratigráfica do Grupo Araxá, na região do Triângulo Mineiro, em três grandes associações, a saber: Associação vulcânica e/ou vulcânica-sedimentar, Associação predominantemente sedimentar e Associação derivada de rochas ortomagmáticas. São apresentadas, também, as paragéneses minerais das rochas do Grupo Araxá e suas transformações diaforéticas. Estas evidenciam ter o grau metamórfico alcançado entre o topo da fácies xisto verde e o limiar do epidoto-anfibolito com posterior imposição de uma fase diaforética ao nível baixo da fácies xisto verde.

2. ASSOCIAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS E METAMORFISMO

Os mapeamentos geológico da área do reservatório da UHE Nova Ponte (rio Araguari) e tectônico do reservatório da UHE Emborcação (rio Paranaíba) efetuados para a CEMIG e os vários perfis realizados na área ocupada pelo Grupo Araxá no Triângulo Mineiro permite compô-lo em três associações litoestratigráficas, a saber: (Fig. 1).

● Associação Vulcânica e/ou Vulcânica Sedimentar

Quartzo-sericita-clorita-carbonato xisto (Formação Ibiá); rochas vulcânicas finamente laminadas; metachert; formação ferrífera bandeda; xisto grafitoso; sericita-clorita-xisto; quartzo-clorita-muscovita-granada xisto;

Áreas de ocorrências: região de Abadia dos Dourados, Bonsucesso, Santo Antônio (SW de Patrocínio), SW de Patrocínio, região entre Abadia dos Dourados e o rio Paranaíba.

● Associação Predominantemente Sedimentar

Quartzo-sericita xisto, quartzito puro ou micáceo, metacalcário

(são ocorrente na escavação da obra da UHE Nova Ponte), quartzo-clorita-granada xisto, quartzo-muscovita-clorita-biotita xisto, quartzo-clorita-muscovita-granada xisto. Áreas de ocorrências: regiões de Nova Ponte, Perdizes, São José do Barreiro, nordeste e noroeste de Santo Antônio e região da Serra da Bocaina no rio Paranaíba.

● Associação Derivada de Rochas Ortomagmáticas

Tremolita-clorita-xisto, talco-tremolita xisto, tremolita-clorita-granada xisto, serpentinito, anfibolito, corpos de peridotito preservados de xistificação e metagabros. Áreas de ocorrências: região compreendida entre o norte das localidades de Perdizes e Pedrinópolis e rio Quebra-Anzol.

As paragêneses minerais do Grupo Araxá encontradas na região do Triângulo Mineiro da área deste trabalho são:

- Em metapelitos : quartzo-biotita-granada-oligoclásio
quartzo-biotita-clorita-granada
quartzo-clorita-carbonato; quartzo-clorita
quartzo-muscovita e/ou granada
- Em metaultrabasitas: clorita magnesiana-tremolita-talco
clorita magnesiana-tremolita-magnesita
- Em metabasitos : tremolita-clorita-epidoto
- Em metaácidas : sericita-clorita-carbonato
- Em metacalcários : calcita-flogopita-quartzo
calcita-clorita-quartzo

Estas paragêneses minerais indicam metamorfismo da fácies de transição do alto xisto verde ao baixo epidoto-anfibolito. Salienta-se que a granada exibe uma tonalidade rósea clara compatível com a referida faciologia metamórfica e que, localmente, foi encontrado estauroлита (ao norte de Abadia dos Dourados entre os rios Preto e Paranaíba) cuja geração pode estar ligada quer a intrusão granítica quer a processo metassomático localizado.

A fase diafóretica promoveu as seguintes alterações metamórficas, a saber:

- . cloritizações da biotita e da granada
- . Sericitização, saussuritização, cloritização e carbonatação do plagioclásio

- . muscovitação da biotita
- . cloritização, biotitização e epidotização do anfibólio

A fase diaforética (em fácies xisto verde) promovida por fluídos hidrotermais de baixa temperatura foi acompanhada também de um evento metassomático gerador de muscovita, quartzo, albita e k-feldspato, impondo a quaisquer litótipos do Grupo Araxá, bolsões e vênulas pegmatóides que lhes confere um aspecto de xisto gnaissóide.

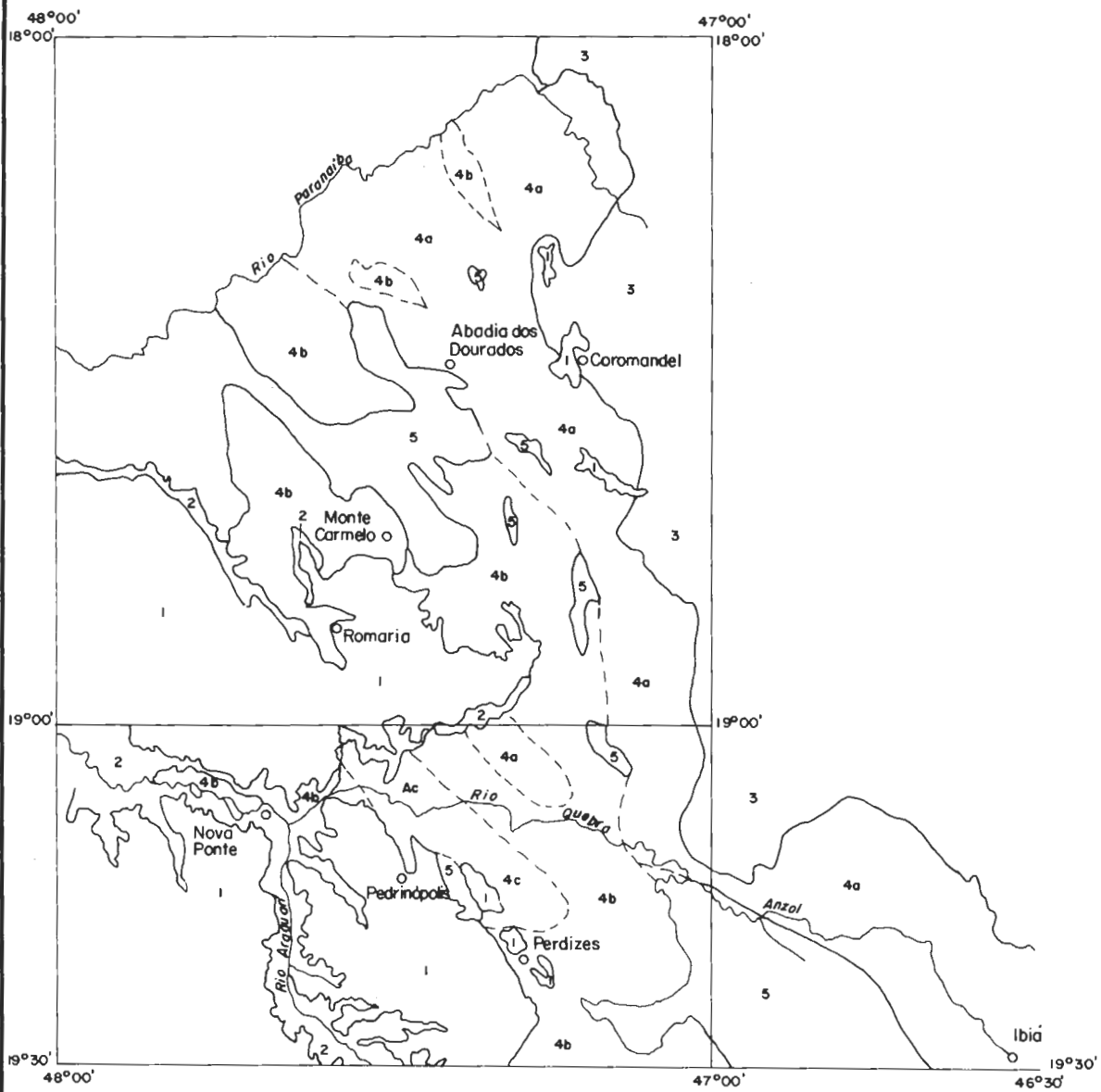
Não se encontrou na área do mapeamento do reservatório da UHE Nova Ponte evidências de metamorfismo progressivo. A constância paragenética da área indica que o metamorfismo não impôs flutuações termicas ou báticas apreciáveis. Salienta-se, também, que a extrema de composição intempérica dos litótipos constituintes do Complexo Granítico-Gnaissico e, em especial, as variedades gnaissicas com clorita, biotita e muscovita conduzem a interpretação errônea de se tratem de rochas xistosas e confundí-las com as do Grupo Araxá. Também, nas zonas de cisalhamento que afetaram rochas isotropas do Complexo Granítico-Gnaissico foram gerados tipos petrográficos facilmente confundíveis com os do Grupo Araxá quando intempericamente decompostos. Estes aspectos estão registrados em áreas mapeadas como do Grupo Araxá (Barbosa et alii), como por exemplo, entre o norte de Araxá (MG) e o rio Quebra-Anzol que, na realidade pertencem ao Complexo Granítico-Gnaissico.

A bacia do Grupo Araxá está direcionada para noroeste, imposta pela tectônica herdada dos tempos arqueanos, representada pelas extensas zonas de cisalhamento que afetaram o Complexo Granítico-Gnaissico. Este arcabouço tectônico e a constituição litológica do Grupo Araxá é sugestivo de, geotectonicamente, considerá-lo como um rift.

3. BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O, - Braun, O.P.G. - Dyer, R.C. - Cunha, C.A.B.R. (1979) Geologia da região do Triângulo Mineiro - Div. Form. Prod. Min. Vol. 136 - DNPM 136 pg - Rio de Janeiro.

ESBOÇO GEOLÓGICO



LEGENDA

- 1-Cobertura Fanerozoica
- 2-Formação Serra Geral
- 3-Formação Canastra
- 4-Grupo Araxá: 4a
 Associação Vulcânico Sedimentar
- 4b: Associação Sedimentar
- 4c: Associação Ortomagmática
- 5-Complexo Granítico - Gnaissico
- Contato Definido
- - - - Contato Aproximado

Base Extraída e Adaptada da Folha Belo Horizonte/Esc. 1:1.000.000/DNPM

FIGURA I

A FORMAÇÃO IBIÁ E SUA PERTINÊNCIA AO GRUPO ARAXÁ

Pedro Gervásio Ferrari - LEME ENGENHARIA S.A.

Estudo contratado pela Companhia Energética de Minas Gerais - CEMIG através da Leme Engenharia para os Estudos Ambientais da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte.

1. INTRODUÇÃO

O mapeamento geológico da área do reservatório da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte, em construção na localidade homônima no rio Araguari pela Companhia Energética de Minas Gerais, propiciou tanto a cartografia de uma nova área de exposição da Formação Ibiá quanto precisar seu real posicionamento como uma unidade integrante do Grupo Araxá. A nova área de exposição da Formação Ibiá situa-se a sudoeste de Patrocínio (MG) tendo como centro geográfico o distrito de Santo Antônio. A área é balizada a este pelo rio Santo Antônio, a oeste pelo ribeirão Cocais, ao sul pelas proximidades do rio Quebra-Anzol e ao norte encontra-se encoberta pelos sedimentos Fanerozóicos (Fig.1). Os vários perfis geológicos realizados na região de contato entre a Formação Ibiá e o Grupo Araxá evidenciaram que o litótipo típico daquela encontra-se repetidamente intercalada entre os litótipos do Grupo Araxá. Foi evidenciado, também, a inexistência do falhamento de empurrão mapeado nas folhas Uberaba, Araxá e Catalão por Barbosa et alii (1970) entre as referidas entidades geológicas.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS

Schobbenhauss et alii (1984) faz um conciso relato da controvertida posição estratigráfica da Formação Ibiá. A par dessas incertezas dirigiu-se o mapeamento geológico em busca de informações para se precisar o real posicionamento da Formação Ibiá em relação ao Grupo Araxá.

Os perfis geológicos realizados a sudoeste de Patrocínio na região dos córregos Salitre, Ouro, Duas Barras, Dario Cortês, Serra, Pirapetinga e Lajinha evidenciaram que ao quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto típico da Formação Ibiá intercalam-se rochas quartzomíáceas finamente laminadas que, nas imediações e no rio Quebra-Anzol dentro da ambiência do Grupo Araxá, estas passam a predominar mas contêm intercalações do xisto Ibiá. Nos saprolitos das rochas finamente laminadas são encontrados raros "olhos" de feldspato caulini

zado (pórfiroclastos) envoltos pela matriz quartzo-sericítica-clorítica. Em ambos os conjuntos são comuns os boudins de quartzo de veio amarrotados nas rochas complexamente plissadas.

Na nova área mapeada da Formação Ibiá, situada a sudoeste de Patrocínio na região do distrito de Santo Antônio, encontram-se iguais relações às descritas. Assim, na ponte do rio Santo Antônio na estrada do distrito homônimo para o entroncamento da rodovia Perdizes-Patrocínio, ao quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto intercala-se rocha finamente laminada contendo quartzo, sericita, zoisita, titanita, tremolita e opaco. Esta rocha, a única sã da sequência das rochas finamente laminadas, exhibe raros relíctos de pórfiroclastos de plagioclásio parcial a totalmente sericitizado e saussuritizado. Nos saprolitos das imediações da ponte do rio Santo Antônio, observam-se variações nos tipos petrográficos das rochas finamente laminadas. Em algumas delas são frequentes os pórfiroclastos de feldspato caulinizados. O quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto dessa região exhibe as mesmas características petrográficas descritas por Ferrari (1981) da área tipo da Formação Ibiá. Assim a clorita exhibe a mesma cor anômala amarronzada de interferência e a rocha contém igual frequência de titanita e relíctos de plagioclásio sericitizado, cloritizado e carbonatizado. As rochas finamente laminadas associadas ao quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto com as particularidades descritas constituem variedades vulcânicas filitizadas e/ou filonitizadas. Tanto para noroeste quanto para nordeste dessa nova área de ocorrência da Formação Ibiá as rochas associadas são variedades metasedimentares representadas por quartzo-muscovita-xisto, quartzitos muscovíticos contendo ou não granada.

Um outro perfil elucidativo da pertinência da Formação Ibiá ao Grupo Araxá é o da nova rodovia Coromandel-Abadia dos Dourados. Na região do contato entre a Formação Ibiá e o Grupo Araxá observa-se tanto a inexistência do falhamento de empurrão mapeado por Barbosa et alii (1970) quanto relações iguais entre ambas às anteriormente descritas. Assim, o quartzo-clorita-sericita-carbonato xisto encontra-se associado e repetitivo na sequência de rochas finamente laminadas que exibem relíctos de pórfiroclastos de feldspato caulinizado. Nessa sequência associa-se, a aproximadamente quatro (04) quilômetros de Abadia dos Dourados, rocha finamente laminada constituída por clorita, sericita, zoisita, quartzo e algum carbonato. A notabilidade dessa rocha é conter grãos de dimensões finas de quartzo azul que, no microscópio, evidenciou suas formas tipicamente vulcânicas. Tra-

ta-se de uma variedade provavelmente dacítica. Salienta-se, também, que neste perfil na sequência de rochas finamente laminadas associadas e intercaladas ao xisto Ibiã ocorrem finas camadas de meta-chert e formação ferrífera bandada. Esses novos aspectos relacionados à Formação Ibiã corrobora a tese defendida por Ferrari (1981) de sua derivação vulcânica e, acrescida neste momento de novos dados que a reforçam. Também, demonstram sua pertinência ao Grupo Araxá. Por se encontrar em contato ou nas proximidades do embasamento granítico-gnáissico é provável, na região em pauta, constituir a porção basal do Grupo Araxá.

A Formação Canastra, na região dos ribeirões Salitre, Duas Barras, Ouro, Divisa, Pirapetinga, Lajinha, Serra e do Dario Cortês situados a sudoeste de Patrocínio, sobrepõe discordadamente ao Grupo Araxá. Na região de contato a Formação Canastra exhibe acamamento com direção quase EW e clivagem ardosiana, com NS/W. O Grupo Araxá exhibe foliação de transposição N 40°-50° W/50°-60° SW. A Formação Canastra, na região em pauta, é representada por quartzitos puros ou sericíticos e sericita-clorita-quartzo filito. A sericita, clorita e frequentes relictos texturais dos grãos detríticos de quartzo em rochas quartzíticas (grãos arredondados, com elevada esfericidade e exibindo crescimento secundário) confirmam o posicionamento metamórfico no intervalo do arquitectonismo ao baixo xisto verde.

3. CONCLUSÃO

Os aspectos geológicos apresentados demonstram a pertinência (provavelmente basal) da Formação Ibiã ao Grupo Araxá. Também, pelos aspectos tectônicos, metamórficos e litológicos, permite individualizar a Formação Canastra, na área em pauta, como unidade independente do Grupo Araxá.

4. BIBLIOGRAFIA

- 1-) BARBOSA, O. - Braun, O.P.G. - Dyer, R.C. - Cunha, C.A.B.R. (1970) Geologia da região do Triângulo Mineiro - Div. Form. Prod. Miner. Bol. 136. DNPM: 136 p - Rio de Janeiro
- 2-) FERRARI, P.G. (1981) - Projeto Tectônico Específico de Falhamento Barragem de Emborcação - Rel. Int. Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) - Belo Horizonte
- 3-) FERRARI, P.G. (1981) - Sequência Vulcânica - Turbidítica de margem continental/Bordo oriental da Plataforma São Francisco. An. 1 Simp. Geol. Centro-Oeste - SBG - Goiânia.

- 4-) LEME ENGENHARIA S.A. (1988) - Geologia - In. Estudos Ambientais da Área do Reservatório da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte - Rel. Int.
Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) - Belo Horizonte
- 5-) SCHOBENHAUSS FILHO, C. et alii - Geologia do Brasil, Div. Geol. e Miner. DNPM. 501 pg. - Brasília.

O GRUPO PARANOÁ NO DISTRITO FEDERAL

Álvaro de Faria - UnB

RESUMO

Neste trabalho são adotados os conceitos de sequência e sistemas deposicionais na interpretação do Grupo Paranoá.

O Grupo Paranoá no Distrito Federal, com área de 5.814 km² foi dividido em cinco unidades deposicionais: A, B, C, D, E, da base para o topo, atingindo uma espessura total em torno de 550 metros.

Unidade A: consta de fácies ardósia; a unidade B: com a fácies metarritmito inferior (arenoso); a unidade C: com a fácies quartzito; a unidade D: com a fácies metarritmito superior (argiloso); a unidade E: com a fácies argilo-carbonatada.

São metassedimentos detríticos, com associações argilo-carbonatadas no topo, com características de deposição numa plataforma marinha.

A bacia Paranoá no Distrito Federal foi preenchida e estruturada no Proterozóico Superior quando foi cavalgada de oeste para leste pelos metassedimentos do Grupo Canastra e, posteriormente arqueada em formas dômicas através de interferência de tensões.

INTRODUÇÃO

A individualização do Grupo Paranoá surgiu desde os trabalhos pioneiros de Branco e Costa (1961) e Oliveira (1967), seguidos por Schöll (1972, 1973), que enfatizaram a separação entre as unidades detríticas inferiores daquelas argilo-carbonatadas superiores pertencentes ao Bambuí. Posteriormente Dardenne (1978, 1979) propôs a individualização definitiva do Grupo Paranoá, entre os Grupos Araí e Bambuí.

Dardenne e Faria (1985) estabeleceram a estratigrafia na área-tipo de Alto Paraíso (Goiás), que tem subsidiado os demais estudos do Paranoá em todo o estado de Goiás.

SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL PARANOÁ - Fig. 1

UNIDADE A: consta de ardósias roxas e vermelhas, com bandamentos brancos, cuja estrutura interna mais conspícua é a clivagem metamórfica. Contém leitões centimétricos de quartzitos finos e metassiltitos que exibem estrutura gradacional no topo. Aflora numa espessura de 50 metros.

UNIDADE B: (E ~ 150 m), cuja fácies é o metarritmito inferior, onde predomina a fração arenosa e tem contato gradacional com a fácies ardósia. Consta de alternâncias de bancos de quartzitos finos a médios que atingem até 8 metros na base da unidade sendo as demais intercalações predominantemente centimétricas e raramente até 2 metros, com metassiltitos a metaargilitos de cores variegadas. Alguns corpos de areia mostram estratificação cruzada truncada por ondas "hunmocky". Na parte superior ocorrem metassiltitos e metaargilitos que constam essencialmente de quartzo, sericita e argila, com intercalações onduladas e lenticulares (Wavy-linsen) de areia fina a muito fina e raramente grossa, que internamente exibem microlaminações cruza-

das. São comuns as gretas de contração e diques de areia deformados. À medida que se aproxima do topo da unidade, predominam os bancos de quartzito com espessura de até 2 metros e intercalações centimétricas siltico-argilosas onde são constantes os diques de areia e as gretas de contração.

UNIDADE C: (E ~ 50 m) representada pela fácies quartzito médio, localmente possui leitos de granulometria grossa e microconglomerática, constituídos essencialmente de quartzo com pouca sericita. A estrutura sedimentar dominante é o acamamento plano paralelo, mas são portadores também de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas inclusive as tipo espinha de peixe "herringbone", além de marcas onduladas. Na base são comuns as intercalações centimétricas siltico-argilosas. Esporadicamente ocorrem intercalações lenticulares de metarritmito que atingem até 5 metros de espessura.

UNIDADE D: (E ~ 100 m) constituída pela fácies metarritmito superior, com certo domínio da fração silte-argila, que é composta por alternâncias de metassiltito, metaargilito e quartzitos finos, em camadas predominantemente centimétricas. Ocorrem intercalações onduladas e lenticulares (Wavy-linsen) de areia fina com microlaminações cruzadas. As gretas de contração são muito raras.

UNIDADE E: (E ~ 150 m) constituída pela fácies argilo-carbonatada, com metaargilitos, ardósias, metassiltitos, metamargas, lentes de calcários e calcarenitos que atingem até 40 metros de espessura em afloramentos na superfície, além de raras lentes de dobramentos. Na parte inferior da unidade as lentes de calcário possuem bandamentos argilosos. Sem posição estratigráfica definida, ocorrem lentes de quartzitos médios a microconglomeráticos, argilosos de estrutura bimodal.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A seqüência deposicional do Paranoá no Distrito Federal foi recoberta pelos metassedimentos mais antigos da seqüência deposicional Canastra, em contato anormal da unidade alóctone, através de um cavalgamento de oeste para leste, constituindo-se numa "nappe" cujo "front" provavelmente esteja localizado na faixa leste do Distrito Federal. Posteriormente o conjunto canastra-Paranoá foi arqueado através de tensões compressivas interferentes resultando numa estruturação final de forma dômica associada a outras estruturas menores.

SISTEMAS DEPOSICIONAIS

A bacia Paranoá foi sedimentada no Proterozóico Superior, quando predominava um ambiente marinho raso, dominado pelas marés e por ondas.

A fácies ardósia, com intercalações areno-siltosas no topo, sugere ambiente de águas tranquilas, com ocorrências episódicas de períodos de tempestade.

A fácies metarritmito arenoso, através de suas características litológicas e estruturais, sugere deposição em planície de maré. Os locais onde predominam estruturas onduladas e lenticulares (wavy-linsen) são mais características de inframaré a intermaré, onde o ritmo das marés condiciona a alternância de sedimentos arenosos e lamosos (Reineck, 1975).

Os corpos associados à estrutura "hummocky" foram originados abaixo da ação das ondas normais pela ação das ondas de tempestade.

Os horizontes repletos de fendas de ressecamento e diques de areia sugerem sedimentação rápida em meio saturado de água com emersões temporárias portanto, são mais características de supramaré.

A fácies quartzito associada à estratificação cruzada espinha de peixe "herringbone" e também a outras cruzadas de crista reta e de crista sinuosa prove-

nientes das ondas de areia sub-aquosas (sandwave) indicam ambiente de planície de maré (intramaré) em regime mais tranquilo, numa plataforma de baixo gradiente.

A fácies argilo-carbonatada está relacionada a uma plataforma carbonática com sub-ambientes de intermaré a sub-maré. Os corpos de quartzito grosso e microconglomerático intercalados na fácies argilo-carbonatada apresentam algumas características de participação eólica num ambiente costeiro.

BIBLIOGRAFIA

- Branco, J.J.R. e Costa, M.T. - 1961 - Roteiro da Excurssão Belo Horizonte-Brasília. In: Congr. Bras. Geol., 14 p., Belo Horizonte - MG.
- Dardenne, M.A. et al - 1978 - Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Parañã (Goiás). In: Congr. Bras. Geol., Recife, SBG. Anais. Vol. 2, p. 611-621.
- Dardenne, M.A. - 1979 - Les Minéralisations de plomb, zinc, fluor du protérozoïque supérieur dans le Brésil Central. Avec une anise au point sur la chronologie du Précambrien brésilien. Paris, Univ. Paris VI, 251 p. (Tese Doutorado).
- Dardenne, M.A. e Faria, A. - 1985 - Estratigrafia do Grupo Paranoá na Região de Alto Paraíso-GO. 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Geologia do Precambriano. Goiânia - GO. p. 65-69.
- Reineck, H.E. e Singh, I.B. - 1975 - Depositional sedimentary Environmenty-Springer Verlag. Berlin Heidelberg. New York.
- Schöll, W.U. - 1972 - Der Sudwestliche Randbereich der Espinhaço Zone, Minas Gerais, Brasil. Geol. Rundsch, Stuttgart, 61(1):201-216.
- Schöll, W.U. - 1973 - Sedimentologie Geochimic der Bambuí Gruppe an SE-Rand des São Francisco-Beckens, Minas Gerais, Brasilien. Heidelberg Universitat, 301 p. (Tese de Doutorado).

SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL		FÁCEIS SEDIMENTARES	
PARANOÓ	UNID. - E 150 m	ARGILO - CARBONATADA : Metaargilitos, ardósias, metassiltitos, lentes de calcários a calcarenitos, calcários argilosos e raras de dolomitos. Lentes de quartzitos médios a microconglomeráticos, argilosos, gradacionais e bimodais.	Plataforma carbonática Inter-maré e sub-maré
	UNID. - D 100 m	METARRITMITO ARGILOSO : Metassiltitos, metaargilitos, quartzitos finos em camadas centimétricas, acamamento ondulado e lenticular "wavy linsen", marcas onduladas, raras gretas de contração.	Planície de maré: Inter-maré e sub-maré
	UNID. - C 50 m	QUARTZITO : Quartzitos médios, localmente com leitos microconglomeráticos, bem selecionados, marcas onduladas, estratificação cruzada tabular, acanalada e espinha de peixe "herringbone", lentes de metarritmito, laminações siltico-argilosos na base.	Plataforma dominada por ondas
	UNID. - B 150 m	METARRITMITO ARENOSO : Bancos de quartzitos de até 8 m de espessura, metassiltitos, metaargilitos, acamamento ondulado-lenticular "wavy-linsen", gretas de contração e diques de areia, "hummocky".	Planície de maré: Inframaré a supra-maré Ação de tempestades
	UNID. - A 50 m	ARDÓSIA : Ardósias com leitos centimétricos de quartzitos finos a metassiltitos no topo.	Inframaré, abaixo da ação das ondas. Tempestades ocasionais
CANASTRA	UNID. - C 150 m	FILITO : Filitos a sericita e clorita, filitos carbonosos, crenulados, ocasionais lentes de calcários. Lentes de quartzitos e quartzitos miloníticos delgados, intercalações de calcioxisto na base.	
	UNID. - B 50 m	CALCIOXISTO : Alternâncias de leitos claros ricos em carbonato e ou quartzo, com leitos escuros ricos em clorita, sericita e biotita.	
	UNID. - A 150 m	MICAXISTO : Muscovita-quartzo xistos, clorita xistos, lentes de quartzitos miloníticos finamente foliados. Quartzitos finos a médios, ocasionais lentes de calcário.	

FIG. 1 - Litoestratigrafia das seqüências deposicionais Canastra e Paranoó no Distrito Federal.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE BEZERRA E CABECEIRAS, GO

Edi Mendes Guimarães

Marcel Auguste Dardenne

- Universidade de Brasília -

1. INTRODUÇÃO

Sequências sedimentares de idade Proterozoica Média a Superior são expostas a nordeste e leste do Distrito Federal, nos municípios de Formosa e Cabeceiras, em Goiás. Tais sequências vem sendo mapeadas e estudadas com o objetivo de se verificar as relações estratigráficas entre elas, os respectivos ambientes de deposição, bem como reconstituir a evolução geológica regional.

As relações estratigráficas entre as sequências sedimentares, claras na região de Bezerra e Serra do Bonito (Guimarães et alii, 1986), são obliteradas a sul, em direção a Cabeceiras, pelas deformações tectônicas impostas àquelas sequências (Fig. 1).

2. ESTRATIGRAFIA

Na região, distinguem-se três unidades litoestratigráficas: Grupo Paranoá, a mais antiga, sobreposto em discordância erosiva pela Formação Jequitaí, por sua vez recoberta pelo Grupo Bambuí. GRUPO PARANOÁ: é representado por suas unidades superiores, constituídas de quartzitos, ritmitos, arcóseos e dolomitos. As colunas estratigráficas comparativas (Fig. 2), evidenciam maior espessura deste Grupo na região da Serra do Bonito-Rio Urucuia, onde afloram quartzitos, ritmitos inferiores, arcóseos contendo lentes de dolomitos e ritmitos superiores, sobrepostos pelos diamictitos da Formação Jequitaí e argilo-carbonatos do Grupo Bambuí.

Os arcóseos grosseiros a conglomeráticos encontrados em Bezerra e Serra do Bonito são substituídos por termos de granulometria mais fina em Cabeceiras.

Os dolomitos, frequentes em toda a região, são associados a ritmitos e arcóseos.

Os ritmitos superiores, caracterizados por níveis arenosos

com glauconita, são mais espessos na região de Cabeceiras, contendo camadas métricas de quartzito que se destacam na morfologia. Em direção ao topo, passam a dolomitos que exibem belas estruturas estromatolíticas do tipo "conophyton", observadas nas Fazendas Quebra-Vara, Funil e Matinha, onde colunas individuais atingem mais de um metro de comprimento por cerca de 50 cm de diâmetro.

FORMAÇÃO JEQUITAI: trata-se de um nível de até 50 m de espessura, constituído por sedimentos clásticos predominantemente diamictitos cujos fragmentos de quartzito, siltito, chert e dolomito variam de dimensões milimétricas a decimétricas, associadas a ritmitos várvidos vermelhos. Na área de Bezerra e Serra do Bonito, os diamictitos sobrepõem unidades diversas do Grupo Paranoá: quartzitos, arcóseos e ritmitos superiores. Em Cabeceiras, os diamictitos apresentam-se com um nível de espessura inferior a 10 metros, contendo fragmentos menores, sendo que na Fazenda Quebra-Vara, mostram-se intensamente silicificados, em zonas de falhas. Na Fazenda Funil, esta sequência é separada dos dolomitos estromatolíticos por zona de brechas silicosas. Em toda a região, é sempre sobreposta por folhelhos da Base do Grupo Bambuí.

GRUPO BAMBUÍ: a porção basal, constituída por folhelhos e margas, passa a calcários dolomíticos arroxeados, calcário cinza e dolomitos característicos da Formação Sete Lagoas. Esta, na área de Bezerra, é representada principalmente por calcários e calcários dolomíticos, enquanto em Cabeceiras os dolomitos são mais abundantes. Estes, em geral, contem intraclastos centimétricos, sendo comuns os níveis oolíticos, por vezes com estratificações cruzadas.

Na pedreira Agrical, encontram-se estromatólitos colunares e hemisferóides, bem como oncólitos, silicificados para o topo.

As demais formações deste grupo - Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias, estão representadas por litologias semelhantes em toda a área.

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os trabalhos desenvolvidos na região de Bezerra e Cabeceiras têm demonstrado que:

- durante o Proterozóico Médio e Superior, pelo menos três episódios de deposição ocorreram na região, em diferentes condições ambientais: o mais antigo, representado por rochas do Grupo Para

noã, demonstra sedimentação predominantemente detrítica, litorãnea, com níveis de energia variáveis e provável instabilidade tectônica, que favoreceu a deposição dos arcóseos conglomeráticos sôbre ritmitos litorâneos;

- à deposição do Grupo Paranoã, seguiu-se um período de erosão que expôs diferentes termos litológicos em superfície, recobertos, posteriormente, por diamictitos e ritmitos várvidos relacionados provavelmente à glaciação de 700-750 (Couto et al, 1981);
- o período pós-glacial foi marcado por extensa transgressão, que favoreceu a deposição dos sedimentos finos e carbonáticos do Grupo Bambuí, cujo termo superior são os arcóseos da Formação Três Marias;
- durante o Ciclo Brasileiro, ocorreu a deformação da cobertura sedimentar, como consequência de esforços compressivos de direção próxima a W-E, que geraram dobras holomórficas de direção regional Norte-Sul. Estes esforços provocaram, ainda, movimentos transcorrentes e verticais de blocos crustais subjacentes, cuja reflexo em superfície são as dobras e falhas inversas associadas à Falha de Cabeceiras, de direção N50W, e falhas sub-verticais, de direção N-S, como Ribeirão Tabocas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Couto, J.G. Parente e Bez, L. - A Glaciação Jequitai: um Guia Estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. Rev. Bras. de Geociências, 11(1), pp 17-21
- Dardenne, M.A. - 1981 - Os Grupos Paranoã e Bambuí na Faixa Dobra da Brasília. In Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1979. Anais... Salvador, SME/SBG - Núcleo da Bahia, pp 147-157
- Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A.; Faria, A. de; Coelho, C.E.S; Piauino, P.O.V. - 1986 - Relações dos Grupos Paranoã, Jequitai e Bambuí na Região de Bezerra, GO. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, GO - pp 853-860

FIG. 1 - MAPA
GEOLOGICO DE BEZERRA
- CABECEIRAS, G.O.

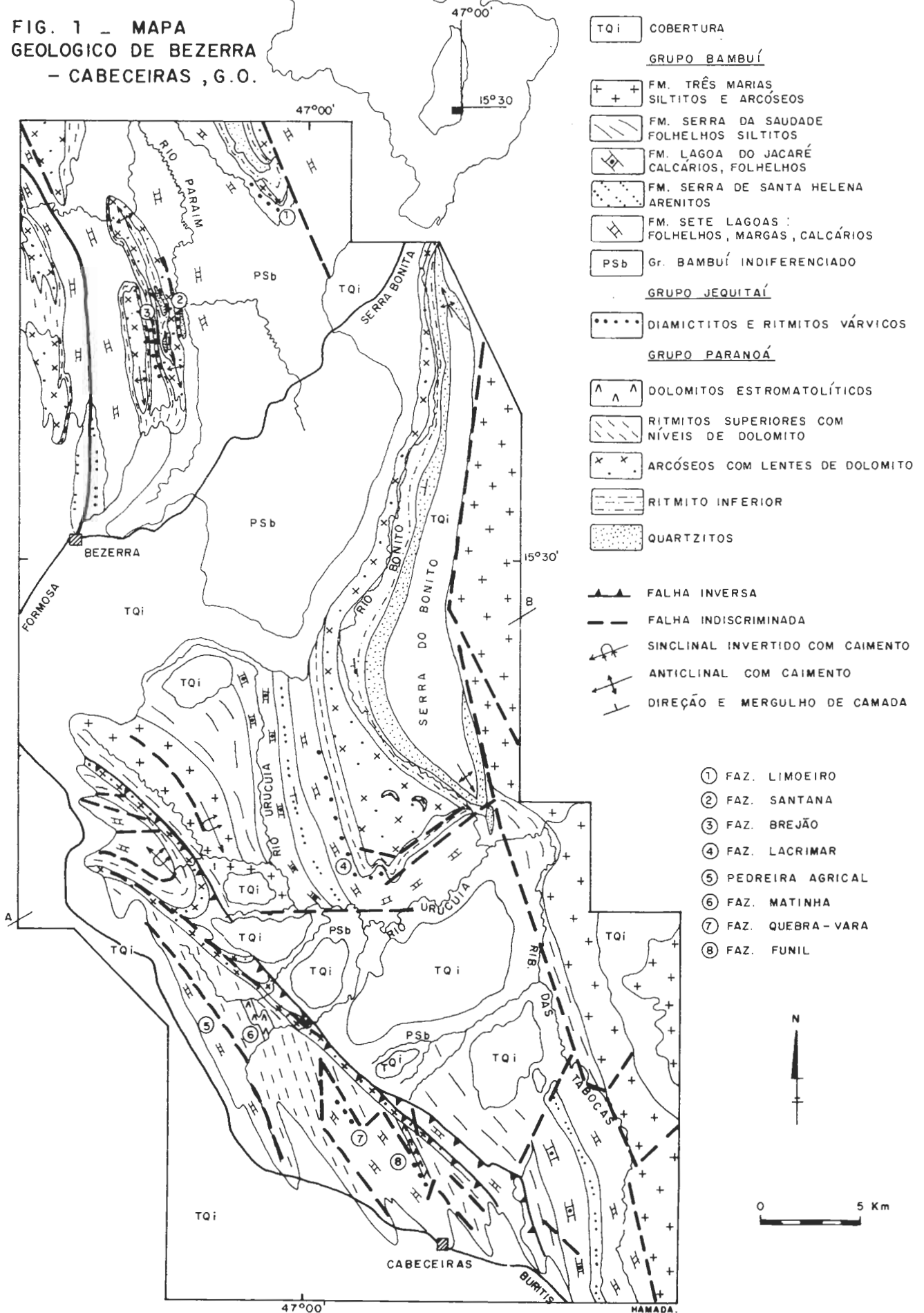
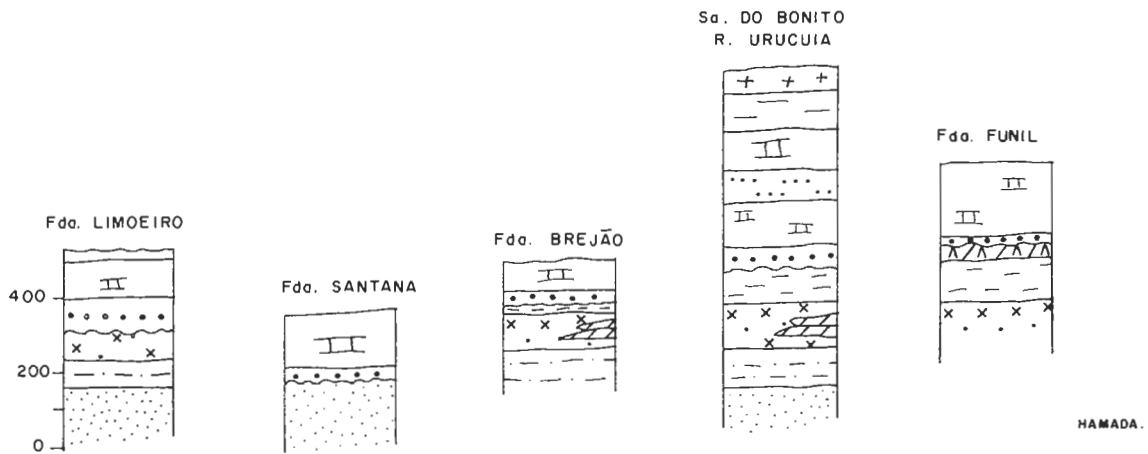
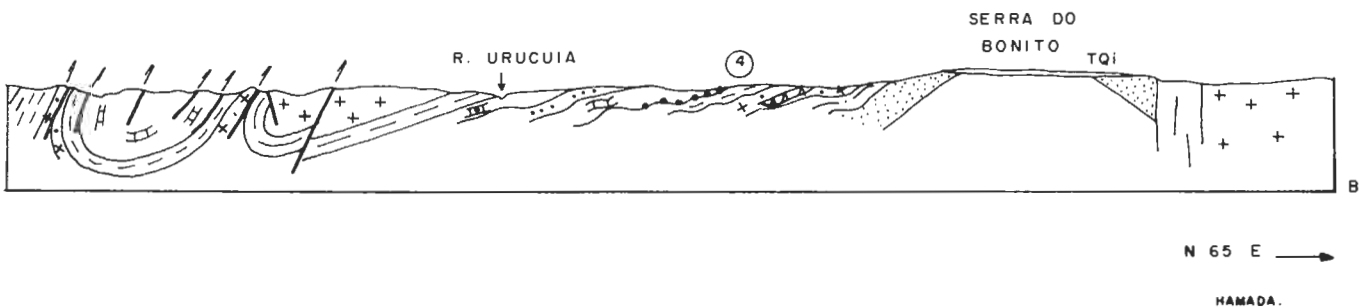


FIG. 2 - COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO BEZERRA - CABECEIRAS, G.O.



- GRUPO RAMBUÍ**
- + + FM. TRÊS MARIAS: ARCÓSEOS E SILTITOS ARCOSEANOS; PLAGIOCLÁSIO E CLORITA PERFAZEM CERCA DE 40% DAS ROCHAS; ESTRUTURAS SIGMÓIDES, PSEUDONÓDULOS, ESTRUTURAS EM CHAMA.
 - FM. SERRA DA SAUDADE: FOLHELHOS E SILTITOS CINZA ESVERDEADOS, PASSANDO A SILTITOS ARCOSEANOS NO TOPO. LAMINAÇÃO PLANO PARALELA.
 - || FM. LAGOA DO JACARÉ: CALCÁRIOS PRETOS, OOLÍTICOS, LOCALMENTE APRESENTANDO NÓDULOS; MARGAS E FOLHELHOS.
 - ... FM. SERRA DE SANTA HELENA: ARENITOS FINOS A MUITO FINOS, FELDSPÁTICOS; LAMINAÇÃO PLANO PARALELA E CRUZADA.
 - II FM. SETE LAGOAS: FOLHELHOS, MARGAS, CALCÁRIOS E DOLOMITOS, LOCALMENTE COM NÍVEIS DE INTRACLASTOS E OÓLITOS; ESTROMATÓLITOS MAIS ABUNDANTES PARA O TOPO, EM GERAL SILICIFICADOS.
- FORMAÇÃO JEQUITAI**
- ... DIAMICTITOS E RITMITOS VÁRVICOS: OS DIAMICTITOS SÃO CONSTITUIDOS POR FRAGMENTOS ANGULOSOS MILIMÉTRICOS A DECIMÉTRICOS DE ARCÓSEOS, DOLOMITOS, SILTITOS, QUARTZITOS E SILEXITOS.
- GRUPO PARANOÁ**
- ^ ^ ^ DOLOMITOS: CORPOS DESCONTINUOS, EM GERAL SILICIFICADOS CARACTERIZADOS PELAS ESTRUTURAS ESTROMATOLÍTICAS, TIPO "CONOPHYTON"
 - RITMITO SUPERIOR: LÂMINAS DE SILTITO E ARGILA INTERCALADOS COM CAMADAS (ATE 5m) DE QUARTZITO; CAMADAS DE QUARTZITO COM GLAUCONITA; PODE CONTER NÍVEIS DE DOLOMITO; MARCAS ONDULADAS.
 - x x x ARCÓSEO: VARIA DE CONGLOMERÁTICO A FINO; FELDSPATO K PREDOMINANTE (MICROCLINIO); PODE CONTER CORPOS DE DOLOMITOS; ESTRATIFICAÇÕES CRUZADAS ACANALADAS E TABULARES, ESTRUTURAS CONVOLUTAS, ACAMAMENTO GRADACIONAL.
 - RITMITO INFERIOR: SILTITO, CINZA - ESVERDEADO A VERMELHO COM CAMADAS CENTIMÉTRICAS DE QUARTZITO FINO, MARCAS DE SOLA, "WAVY", "LINSEN", GRETAS DE CONTRAÇÃO.
 - ... QUARTZITOS: FINOS BEM SELECIONADOS, NÍVEIS GROSSEIROS; RAROS NÍVEIS FELDSPÁTICOS, LAMINAÇÃO PLANO - PARALELA E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA.

FIG. 3 - PERFIL GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CABECEIRAS - SERRA DO BONITO.



LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO NA REGIÃO DE
LAGAMAR, MINAS GERAIS

Marcel A. Dardenne - UnB

Gislene M.S. Nogueira - UnB

José E.G. Campos - UnB

INTRODUÇÃO

Na região de Lagamar (Minas Gerais), situada a SE da cidade de Vazante, distingue-se duas seqüências metassedimentares de idade Proterozóico Médio a Superior: Formação Vazante (Dardenne, 1978, 1979; Campos Neto, 1984) e Grupo Bambuí (Branco e Costa, 1961; Barbosa et alii, 1970), separadas por uma falha inversa de orientação NS a N30E.

LITOESTRATIGRAFIA

Formação Vazante

É representada na área por suas unidades inferiores denominadas neste trabalho Membro Arrependido e Membro Lagamar que passam lateral e verticalmente ao Membro Serra do Garrote, constituído predominantemente por ardósias cinza escuro a cinza esverdeado (Madalosso e Valle, 1978, Rigobello et alii 1988; Romagna e Costa, 1988).

1 - Membro Arrependido

No leito do Córrego Arrependido ocorre, no núcleo de um anticlinal apertado, um conglomerado que pode representar a base da Formação Vazante. É composto por seixos de quartzitos finos, quartzos branco de veio, ardósias esverdeadas e calcário preto. Os seixos são arredondados e esféricos a alongados. Associados aos horizontes conglomeráticos, intercalam-se níveis de microconglomerados e quartzitos esverdeados.

2 - Membro Lagamar

Acima das fácies clásticas observam-se vários tipos de brechas e conglome-

rados com elementos dolomíticos claros e calcários pretos numa matriz calcítica cinza escuro recristalizada. Essas brechas e conglomerados intraformacionais são seguidos por um espesso pacote de calcários laminados pretos que na parte superior gradam para margas e ardósias. A sul, essa última fácies mostra intercalações de calcários oolíticos cinza escuro e calcários com brechas lamelares.

Essas unidades calcárias constituem provavelmente fácies inferiores e laterais do complexo dolomítico estromatolítico representado principalmente por esteiras, oncólitos e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas (Dardenne e Campos Neto, 1976) identificadas aqui como os gêneros Kussiela, Colonnella, Conophyton e Jacutophyton.

Grupo Bambuí

Em contato por falha com as litologias da Formação Vazante, encontram-se unidades detríticas que devem pertencer a porção superior do Grupo Bambuí:

1 - Fácies sílticos inferiores, amareladas, intensamente microdobradas, ricas em sericita detrítica.

2 - Fácies turbiditos, caracterizados por um paraconglomerado polimítico com seixos de quartzitos, arenitos arcossianos e siltitos imersos numa matriz siltico-argilosa. Os seixos possuem um tamanho muito variável: os diâmetros mais comuns ficam entre 0,5 e 10 cm; localmente ocorrem blocos com até 50 cm de diâmetro. Esses níveis conglomeráticos intercalam-se com bancos de arenitos arcossianos muito micáceos, siltitos e argilitos.

SISTEMAS DEPOSICIONAIS

1 - Formação Vazante

As várias unidades descritas na sua porção inferior mostram um arranjo geométrico que caracteriza uma transgressão marinha com conglomerado basal, seguida por rápido aumento da espessura da lâmina d'água, o que se traduz pela predominância de uma sedimentação calcária sublitorânea, abaixo do nível de influência das ondas e correntes de maré. Nas proximidades da cidade de Lagamar, sobre um alto fundo local, instala-se a sedimentação dolomítica de natureza estromatolítica que mostra, globalmente, uma sequência regressiva evidenciada pela seguinte sucessão de fácies da base

para o topo:

- lamas micríticas calcárias laminadas e/ou margas em ambiente sublitorrâneo profundo.
- esteiras de ciano-bactérias, plano paralelas, na zona infra-maré.
- construções estromatolíticas colunares e níveis oncolíticos de cor rosada em ambiente agitado e oxidante na zona dos biohermas.
- calcários e dolomitos cinza escuro, micríticos, associados a esteiras na zona lagunar protegida.
- brechas lamelares, lamas micríticas cinza a bege claro, esteiras com bird's eyes na zona supra-maré.

2 - Grupo Bambuí

É importante destacar a presença de turbiditos na porção superior desta unidade, com seqüências granodecrescentes e erosão na base dos conglomerados ou dos arenitos arcósiolos. As unidades conglomeráticas parecem interdigitar-se lateralmente com os arcósiolos, siltitos e argilitos, representando a parte central de um leque submarino e traduzindo a instabilidade de uma área fonte soerguida fora da bacia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao PADCT e ao CNPq (Processo nº 50.0011-88) pelo apoio recebido para o desenvolvimento das pesquisas na Faixa Vazante.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, O., BRAUN, O.P.G., DYER, R.C. e RODRIGUES da CUNHA, C.A.B. - 1970 - Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM, Bol. 136, 140 p. Rio de Janeiro.
- BRANCO, J.J.R. e COSTA, M.T. - 1961 - Roteiro da Excursão Belo Horizonte - Brasília. 14º Cong. Bras. Geologia, UFMG, Publ. 15, 25 p. Belo Horizonte.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1984 - Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante - Lagamar, MG). Rev. Bras. Geociências, vol. 14, p.81-91.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. 30º Cong. Bras. Geologia, Anais..., Recife, Vol. 2, p. 597 - 602.

- DARDENNE, M.A. - 1979 - Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse de Doctorat d'Etat, 251 p. Université de Paris VI.
- DARDENNE, M.A. e CAMPOS NETO, M.C. - 1976 - Geologia da região de Lagamar, MG.. 29º Cong. Bras. Geologia, Resumos, p. 17. Ouro Preto.
- MADALOSSO, A. e VALLE, G.R.O. - 1978 - Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu - Morro Agudo (MG). 30º Cong. Bras. Geologia, Anais..., Recife, Vol. 2, p.622-631.
- RIGOBELLO, A.E., BRANQUINHO, J.A., DANTAS, M.G.S., OLIVEIRA, T.F. e NIEVES FILHO, W. - 1988 - Mina de zinco de Vazante, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. "Principais Depósitos Minerais do Brasil". Vol. 3, DNPM, p.101-110.
- ROMAGMA, G. e COSTA, R.R. - 1988 - Jazida de zinco e chumbo de Morro Agudo, Paracatu, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. e Coelho, C.E.S. "Principais Depósitos Minerais do Brasil", Vol. 3, DNPM, p.111-121.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MINERALIZAÇÃO DE ZINCO DE VAZANTE (MG)

Júlio Murilo Martino Pinho (IG-UnB)

Marcel A. Dardenne (IG-UnB)

Antônio Eymard Rigobello (Companhia Mineira de Metais)

O objetivo deste trabalho é apresentar uma reconstituição da evolução tectônica da Formação Vazante (Dardenne, 1978, 1979), onde mineralizações de zinco distribuem-se ao longo de estreitas faixas deformadas de direção N50E. Estas zonas de cisalhamento são do tipo rúptil-dúctil com uma longa história de reativações sucessivas durante o Ciclo Brasileiro.

A primeira fase evidenciada foi de caráter extensivo, controlando a movimentação de antigos blocos do embasamento. Os altos paleogeográficos gerados foram ocupados por colônias de ciano-bactérias acompanhadas pelo desenvolvimento de sedimentação dolomítica.

Numa segunda fase, forças compressivas tangenciais geraram reativações de caráter transcorrente, cujas estruturas se sobrepuseram às anteriores, mascarando-as totalmente em alguns lugares.

A terceira fase está associada ao encurtamento tectônico da bacia e se traduz por falhamentos de empurrão, de alto ângulo na região das minas.

A última fase teve caráter extensivo e corresponde ao período de alívio da compressão anterior, provocando assim a acomodação dos blocos.

Estas diferentes fases da deformação afetaram a mineralização willemítica e estruturaram a atual geometria lenticular dos corpos de minério (Rigobello et alii, 1988).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à CAPES, CNPq (processo nº 50.0011-88.5) e PADCT pelo apoio recebido à Companhia Mineira de Metais pelo incentivo e colaboração durante o desenvolvimento das pesquisas.

BIBLIOGRAFIA

- Dardenne, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol., 30, Anais. SBG, vol. 2, p. 597-610.
- Dardenne, M.a. - 1979 - Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Proterozoic Superior dans le Brésil Central. Avec une mise au point sur la chronologie du Precambrien bresilien - These de Doctorat D'Etat, 251 p., Université de Paris VI.
- Rigobello, A.E.; Branquinho, J.A.; Dantas, M.G.S.; Oliveira, T.F. e Nieves Filho, W. - 1988 - Mina de zinco de Vazante - MG. Cia Mineira de Metais S/A. Indústrias Votorantim. Principais Depósitos Mineraiis do Brasil - Vo. III - DNPM/CVRD - Brasília - p. 101-110.

O GRUPO BAMBUÍ NA PORÇÃO SUDESTE DA BACIA: SISTEMAS DEPOSICIONAIS E
RELAÇÃO ESTRUTURAL COM A FAIXA ARAÇUAÍ (MG).

Alexandre Uhlein

Centro de Geologia Eschwege/UFMG

Paulo Sérgio Gomes Paim

Univ. do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS)

INTRODUÇÃO

O Grupo Bambuí constitui a denominada bacia do São Francisco, que se estende pelos Estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás. Possui idade brasileira, com sedimentação entre 900 e 600 m.a. e deformação entre 600 e 500 m.a.. A Bacia está instalada sobre o Craton do São Francisco e limitada, a oeste, pela Faixa Brasília e a leste, pela Faixa Araçuaí, ambas consideradas por Almeida (1977) como faixas de dobramentos brasileiros.

O objetivo deste trabalho é caracterizar os sistemas deposicionais e a arquitetura estratigráfica da Bacia Bambuí no seu bordo sudeste, assim como discorrer sobre a relação estrutural com a faixa Araçuaí.

ESTRATIGRAFIA

O Grupo Bambuí compreende uma sequência pelito-carbonática capeada por um pacote de sedimentos predominantemente arenosos, com espessura entre 800 e 900 metros. Estratigraficamente foi caracterizado por Branco & Costa (1961), Oliveira (1967), Braun (1968), Schöll (1972) e Dardenne (1978), entre outros. Neste trabalho adota-se uma subdivisão litoestratigráfica (figura 1) que corresponde, em parte, à coluna de Branco & Costa (1961) com as modificações sugeridas por Dardenne (1978).

SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Na base do Grupo Bambuí aflora a Fm. Carrancas, de maneira local e descontínua, representada por um metaconglomerado polimítico, com matriz arenosa e seixos subangulosos. Possui características de um depósito de fluxo de detritos, provavelmente associado a paleovales do embasamento. Pode ser geneticamente relacionado a um tectonismo vertical, devido ao reajuste isostático posterior a glaciação Jequitai ou, mais remotamente, constituir uma facies glacial.

A Fm. Sete Lagoas é caracterizada por uma sequência transgressiva na base e regressiva no topo. A fase transgressiva está representada pela facies de barra de "off shore" diretamente sobreposta ao embasamento. A fase regressiva é constituída por calcarenitos representativos de ambiente marinho raso, sob a ação de marés. Finalizando o ciclo regressivo ocorrem biohermas estromatolíticas de ambiente costeiro.

A Fm. Paraopeba constitui um maior ciclo transgressivo de expansão da bacia Bambuí ("on lap" costeiro) representada pela sedimentação turbidítica fina (Tde). Pequenos pulsos regressivos são marcados pela ocorrência de lentes de calcarenitos com feição indicativas da ação de ondas de tempestades (barras de "off shore") e de correntes de marés ("sand waves" e dunas bidirecionais).

Finalizando a fase de preenchimento da Bacia Bambuí, tem-se a Formação Três Marias que representa um ciclo com tendência predominantemente regressiva. As facies arenosas são constituídas por turbiditos clássicos (Tabc) e lobos de suspensão (barras de frente deltaica) parcialmente retrabalhados por marés. A leste de Buenópolis, a Fm. Três Marias pode ser geneticamente relacionada a planície aluvial entrelaçada arenosa ("sandy braided river plain").

GEOLOGIA ESTRUTURAL

O Grupo Bambuí mostra-se horizontal no centro da Bacia e dobrado junto a Serra do Espinhaço. Nesta região apresenta 2 fases de deformação (Uhlein et al., 1986; Kiang et al., 1988). A primeira representa um cisalhamento tangencial com formação de clivagem sub-paralela ao acamamento, lineação de estiramento para leste e raras dobras monoclinicas ou isoclinais, geralmente recumbentes e com porte centimétrico a métrico. Esta fase mostra-se, preferencialmente, em níveis plásticos da pilha sedimentar, notadamente os calcários próximos a Serra do Espinhaço. A segunda fase gerou dobras amplas (antiformes e sinformes) de eixo N-S, vergência para oeste e clivagem S_2 orientada segundo N-S, 40 a 70°E. Uma lineação "b" (intercessão S_2/S_0), com orientação N-S; subhorizontal é bem característica desta fase. As falhas longitudinais são de empurrão, que limitam o Grupo Bambuí com unidades mais antigas e transversais, que podem ser transcorrentes e/ou transferentes (Magalhães, 1988 in Kiang et al., 1988).

RELAÇÕES COM A FAIXA ARAÇUAÍ

As Fm. Sete Lagoas e Paraopeba mostram as duas fases principais, que afetaram a Faixa Araçuaí (Uhlein et al., 1986). A Fm. Três Marias mostra-se, aparentemente afetada apenas pela segunda fase (sinclinal de Buenópolis). A fase de principal deformação e metamorfismo da Faixa Araçuaí é datada em 660 a 570 m.a. (Siga Jr., 1986). Segundo Uhlein et al. (no prelo) esta deformação é tangencial com "thrust" e "nappes" em direção ao Craton do São Francisco, metamorfismo da facies xisto verde a anfibolito e intrusão de granitóides sintectônicos. A sedimentação da Fm. Três Marias ocorreu a 600 m.a. (Parenti Couto et al., 1981) e foi do tipo "shallowing upward". Em

vista disto, acredita-se que ocorreu a sedimentação das Fm. Sete Lagoas e Paraopeba numa fase de pré-inversão (ambas afetadas por D_1) e sedimentação da Fm. Três Marias concomitantemente ou logo depois da primeira deformação da Faixa Araçuaí. Ciclos erosivos do Mesozóico e atuais erodiram grande parte da Formação Três Marias, preservando principalmente as facies de molassa externa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de (1977) - O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc. 7 (4): 349-364.
- BRANCO, J.J. & COSTA, M.T. da (1961) - Roteiro de Excursão Belo Horizonte-Brasília. XIV Congr. Bras. Geol., Roteiro das Excursões. Inst. Pesq. Radioativas-UFMG, nº15, pg. 15 a 116.
- BRAUN, O.P.G. (1968) - Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí. XXII Congr. Bras. Geol., p.155-166, Belo Horizonte.
- DARDENNE, M.A. (1978) - Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. XXX Congr. Bras. Geol., Vol.2, p.597-616- Recife.
- KIANG, C.H.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L. & ALKMIN, F.F. (1988) - Considerações sobre a Evolução Tectônica da Bacia do São Francisco. XXXV. Congr. Bras. Geol. vol.5, p.2076-2090, Belém.
- OLIVEIRA, M.A.M. (1967) - Contribuição à geologia da Parte Sul da Bacia do São Francisco e Áreas Adjacentes. Petrobrás: Coletânea de Relatórios de Exploração 1, p.71 a 105, Rio de Janeiro.
- PARENTI COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, ; IYER, S.S. & MORAES, M.M.P. (1981) - Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises Isotópicas de Sr e Pb. Rev. Bras. Geoc. II (1): 5-16.
- SCHÖLL, W.U. (1976) - Sedimentologia e Geoquímica do Grupo Bambuí na Parte Sudeste da Bacia do São Francisco. XXIX Congr. Bras. Geol., v.2, p.207-232, Ouro Preto.
- SIGA, Jr.O. (1986) - A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais, com base em Interpretações Geocronológicas. USP, Inst. Geociências. Tese de Mestrado, 140p.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO DA SILVA, M. (1986) - A Estruturação Tectônica do Espinhaço na região de Diamantina. Rev. Bras. Geoc. 16(2) , 212-216.
- UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & EGYDIO DA SILVA (no prelo) - Dupla vergência na Faixa Araçuaí (MG). Submetido a Rev. Bras. Geoc.

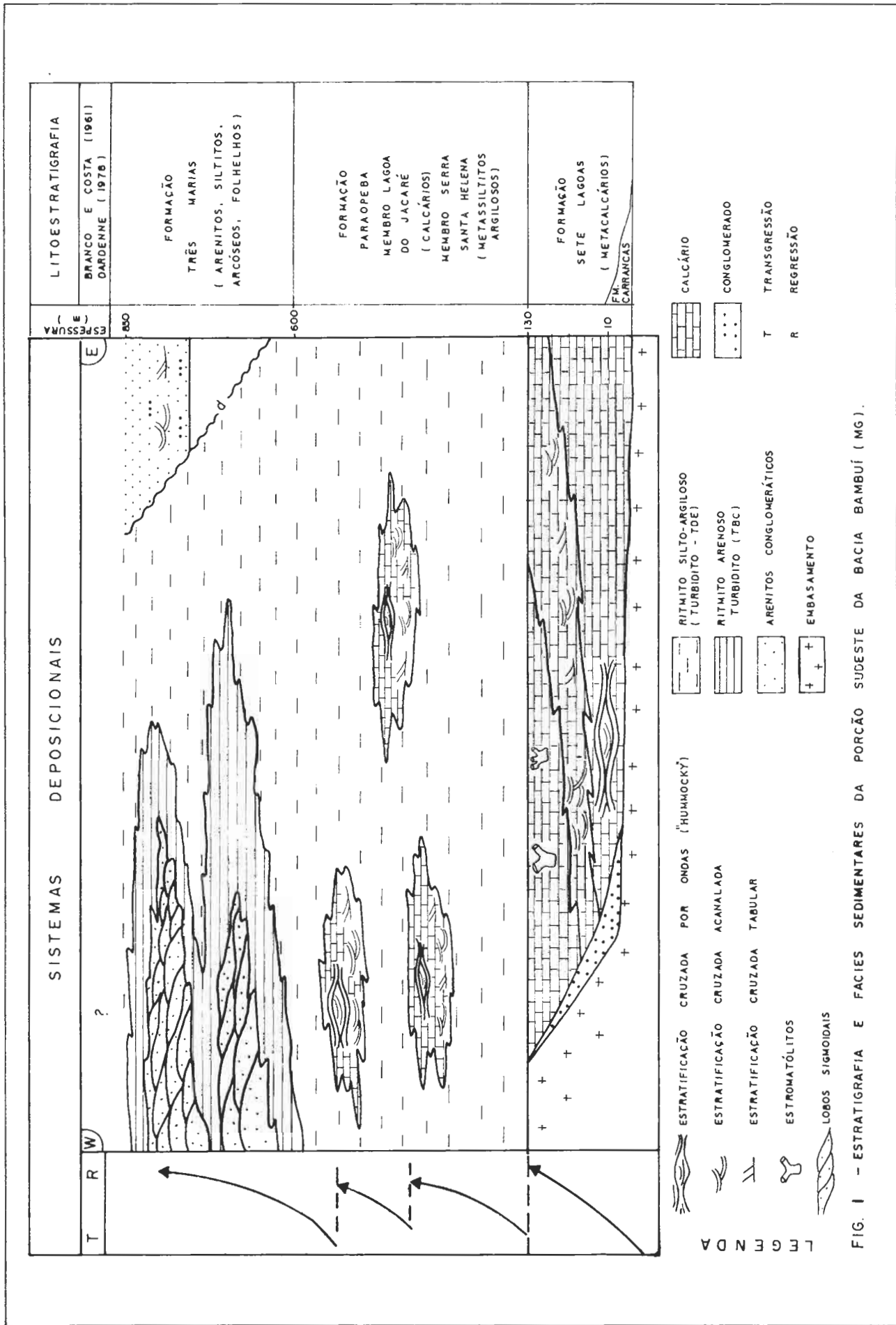


FIG. 1 - ESTRATIGRAFIA E FACIES SEDIMENTARES DA PORÇÃO SUDESTE DA BACIA BAMBUÍ (MG).

COMPORTAMENTO ESTRUTURAL DO SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO NA REGIÃO DE MONTES CLAROS / MG.

J. R. Paiva Oliveira

F. F. de Alkmim

F. Chemale Jr.

DEGEO/UFOP

I - Introdução

A região em questão situa-se no centro norte de Minas Gerais, onde afloram rochas dos grupos Macaúbas e Bambuí do Supergrupo São Francisco, conforme definido por Pflug & Renger (1973).

Baseando-se em estudos de imagens de radar na escala de 1:250.000, de fotografias aéreas na escala de 1:60.000 e na confecção de perfis regionais E-W, levantaram-se os elementos estruturais desde a região da faixa de dobramentos Araçuaí, no extremo leste, até as proximidades do Rio São Francisco, no extremo oposto. Os perfis estudados, denominados, respectivamente travessas Norte e Sul, tem como cidades centrais Montes Claros e Bocaiúva, conforme mostrado na Fig. 1.

Objetiva-se, em primeira instância, descrever e interpretar o significado cinemático dos elementos estruturais observados, bem como delimitar a região de influência da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida 1977), sobre as rochas de preenchimento da Bacia do São Francisco.

II - Compartimentação Estrutural

A área em estudo é possível de subdivisão em três domínios com características estruturais distintas (Fig.2).

O Domínio 1 abrange uma faixa contínua orientada segundo N-S, localizada no extremo leste da área e correspondendo a região mais intensamente deformada, mostra forte influência da Faixa de Dobramentos Araçuaí e engloba, principalmente, rochas do Grupo Macaúbas, além de estreita faixa de rochas do Grupo Bambuí. Apresenta como feições predominantes uma assembléia de estruturas comuns à

cinturões de cavalgamento com dobramentos associados, num regime de formacional de transição entre rúptil e dúctil. Observaram-se estruturas em duplex, megadobras vergentes para oeste, falhas de empurrão e/ou cavalgamentos, foliação milonítica com intenso estiramento mineral e zonas estreitas de cisalhamento. Toda essa assembléia de estruturas é homogênea quanto a orientação e mostra sistemático transporte tectônico de E para W.

O Domínio 2, localiza-se na porção central, ocupando a maior parte da área. Caracteriza-se ainda por apresentar estruturas geradas pelos esforços tectônicos direcionados de E para W. Tem como estruturas mais marcantes dobras assimétricas, meso a megoscópicas, associadas a clivagem ardosiana, espaçada ou de dissolução por pressão, que de modo geral mergulha para E. Localmente ocorre em leque. São menos frequentes as Zonas de Cisalhamento e as falhas descritas no Domínio 1.

O Domínio 3 situa-se no extremo oeste, apresenta-se pouco deformado ou completamente sem evidências de deformação.

III - Conclusões

A análise estrutural em rochas do Supergrupo São Francisco na região de Montes Claros, MG, permitiu a individualização de 3 domínios estruturais, cujos elementos foram gerados durante um único processo deformativo progressivo. O Domínio 1, oriental, apresenta uma assembléia de estruturas comuns a um cinturão de cavalgamento com dobras associadas. O Domínio 2, central, exhibe estruturas análogas, porém, relativas a magnitude de deformação decrescente.

O terceiro domínio, junto ao Vale do Rio São Francisco, é, praticamente, isento de estruturas tectônicas.

A distribuição areal dos elementos tectônicos e sua análise cinemática, indicam sua polaridade tectônica de E para W, resultado da influência da Faixa de dobramentos Araçuaí.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. REV. BRAS. GEOC., 7(4): 349 - 364.
- PFLUG, R. & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. In: CONG. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG. v.2 p.5-19.

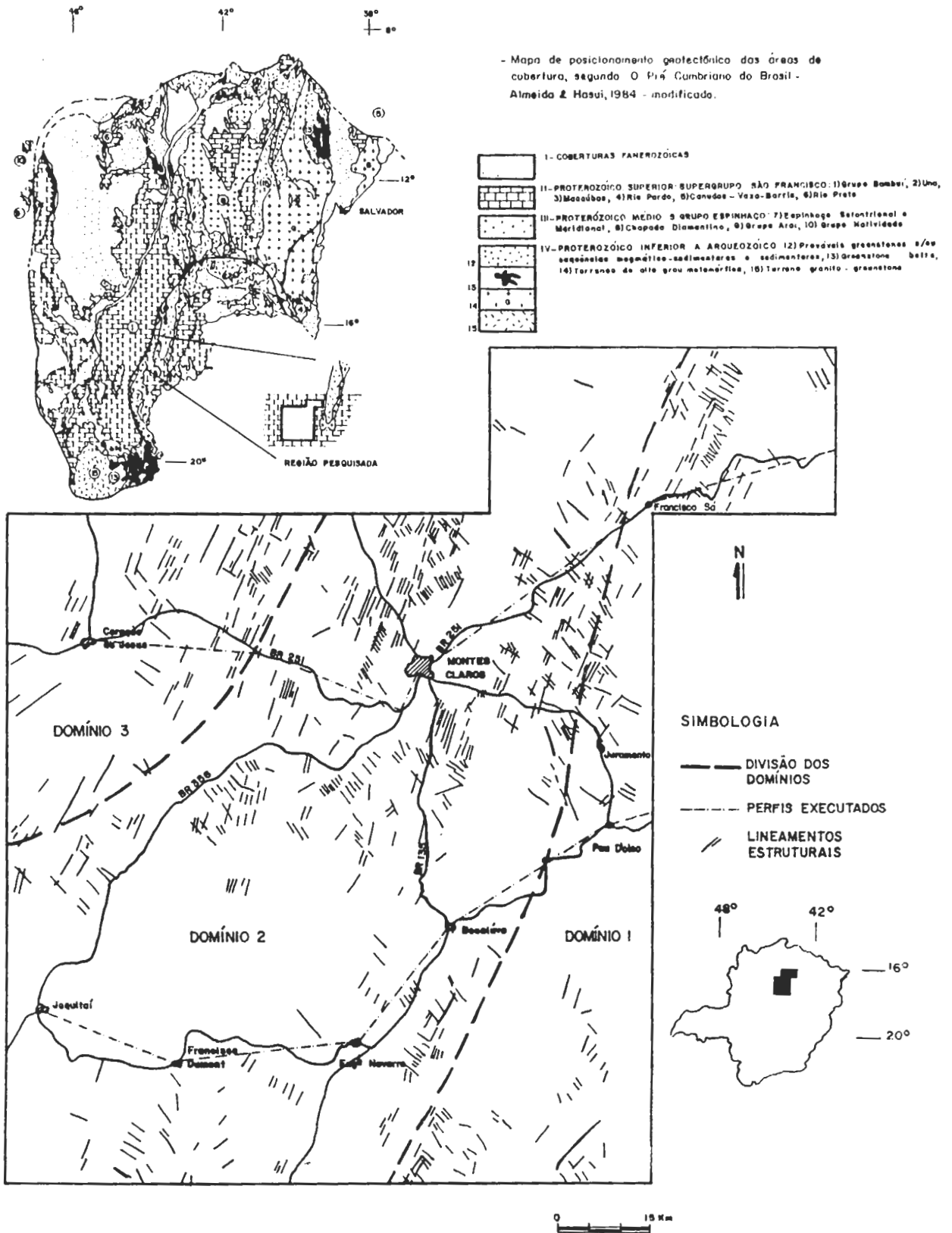


Fig. 1 - Mapa de distribuição dos Domínios e localização dos perfis executados.

ESTILO TECTÔNICO DA PORÇÃO SUDOESTE DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

P. M. Magalhães, F. Chemale Jr., F. F. de Alkmim
DEGEO/UFOP

I - Introdução

A área pesquisada situa-se a SW do Estado de Minas Gerais, sendo limitada nos seus extremos pelas latitudes 19°10' e 20°40' S e longitudes 45°00' e 46°30' W, perfazendo uma superfície de aproximadamente 13.000 km² (Fig.1).

Geologicamente ela está inserida no Craton do São Francisco (Almeida, 1977) que representa um extenso núcleo estabilizado no final do Ciclo Transamazônico, sendo margeado por faixas de dobramentos do Proterozóico Superior (Fig.1). A Bacia do São Francisco estende-se pelos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Mato Grosso, com uma superfície superior a 309.000 Km², apresentando sedimentos correlacionáveis ao Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger, 1973). Subdivisões estratigráficas dessa sequência sedimentar foram propostas por diversos autores podendo citar: Branco & Costa (1961), Braun (1968), Dardenne (1978), entre outros.

O presente trabalho tem como objetivo primordial apresentar uma evolução tectônica para as rochas do Grupo Bambuí, bem como definir a relação de contato com as unidades adjacentes. Serviram de base para o estudo a análise estrutural qualitativa e interpretações de imagens de radar e fotografias aéreas.

II - Estratigrafia.

As rochas do Supergrupo São Francisco ocorrentes na área são limitadas a SW pelo embasamento gnáissico-migmatítico e a S e W pelos xistos e quartzitos, filitos e filitos carbonáticos do Grupo Canastra.

A sequência sedimentar foi englobada no Grupo Bambuí e dividida, da base para o topo, nas seguintes fácies: a) Conglomerática, composta basicamente por para e ortoconglomerados com níveis argilíticos e siltíticos; b) Pelítica, representada predominantemente por argilitos e às vezes siltitos; c) Carbonatada, caracterizada por uma espessa camada de calcarenitos e dolarenitos e; d) Psamo-pelítica, com argilitos e siltitos e algumas intercalações areníticas no topo.

Sobrepondo discordantemente o Grupo Bambuí ocorre rochas da Fm. Mata da Corda aflorante na porção nordeste da área, de idade cretácica.

III - Geologia Estrutural.

As rochas do Grupo Bambuí foram afetadas por uma tectônica deformadora

representada principalmente por falhamentos inversos/empurrão e transcorrências sinistrais, os quais podem ser inseridos dentro de uma única deformação progressiva (Fig. 2 e 3).

As unidades do Grupo Canastra adjacentes à Bacia do São Francisco apresentam pelo menos uma fase de deformação pré-Bambuí, definida por uma constante foliação milonítica, lineação de estiramento e dobras intrafoliais. Os indicadores cinemáticos traduzem esforços de W para E.

A superfície metamórfica foi afetada por uma fase extensional bem expressiva nas bordas da bacia, definida por falhas normais e estruturas do tipo "horts" e "grabens". Esta fase extensional pode estar ligada aos movimentos transcorrentes (transtração) ou a fase de relaxamento entre a deformação prévia do Canastra e a do Bambuí. Para esta última hipótese pode-se advogar que essas estruturas sejam relacionadas a tectônica formadora da bacia.

A deformação presente nas rochas do Grupo Bambuí, compreende assim, a retomada de movimentos tectônicos compressivos significativos na região estudada, que mais uma vez se realizaram de W para E, (conforme a proposição de Mattos, 1986). Um estudo das feições estruturais mostra uma diminuição da magnitude de deformação de W para E, o que possibilitou a divisão da área em dois domínios estruturais principais, separados por uma zona de transição (Figs. 2 e 3). O Domínio 1, passivo de subdivisão em Domínios 1a e 1b, é marcado pela ocorrência de falhas inversas/de empurrão, transcorrências, descolamentos, estruturas em duplex e dobras de deslizamento flexural (Fig.3). O Domínio 1a caracteriza-se pela constante transcorrência de falhas direcionais N60W (moda principal na Fig.4), responsáveis pela rotação dos elementos de orientação norte-sul e estruturas associadas (Figs. 5A, B, C e D), enquanto no Domínio 1b essas falhas de transcorrência são raras e pouco expressivas, estando os elementos N-S na posição original (Figs. 5E, F, G e H). A Zona de Transição é marcada pelo desaparecimento das falhas inversas, mas com as litologias ainda deformadas. As rochas carbonáticas apesar de horizontais, apresentam planos de descolamentos e dobras intraestruturais e os pelitos, dobramentos abertos a suaves. O Domínio 2 é representado pela horizontalidade das rochas onde raramente tem-se estrutura tectônica.

Um estudo rápido das estruturas deformacionais das rochas do Grupo Bambuí na região, não permite, à primeira vista, visualizar a sua polaridade, visto que a tectônica de empurrão e transcorrência geram um quadro estrutural complexo e muitas vezes, confuso. A análise estrutural detalhada revelou, porém, uma foliação protomilonítica e estruturas em duplex localizadas, estrias de falhas, dobras com vergência quando próximas das falhas e o movimento sinistral das falhas de cisalhamento NW, que caracterizam um transporte tectônico de W para E.

As falhas direcionais de direção NW (Fig.2) dominam o processo formador das rochas da Bacia do São Francisco na região, enquanto na borda leste da bacia, que se destaca por mostrar uma tectônica de empurrão, elas têm papel se -

cundário. As transcorrências foram responsáveis por: a) a inflexão dos eixos de dobras de traço N-S em forma sigmoidal; b) a rotação dos lineamentos de posição antitética pré-transcorrência, de direção N25E (presentes no Domínio lb) para N50E (ocorrência principalmente no Domínio la); c) a justaposição lado a lado de áreas com calcários horizontais edobrados na região de Pains - MG e; d) o deslocamento das estruturas da Serra de Pimenta. Todas essas feições definem um movimento sinistral, conforme é mostrado na Fig.2.

IV - Conclusões.

As rochas ocorrentes na porção SW da Bacia do Bambuí apresentam uma fase de deformação em nível crustal superior, caracterizada por falhas inversas/ de empurrão, planos de descolamentos e falhas direcionais sinistrais, às quais associam-se foliação protomilonítica, estruturas em duplex e dobras de deslizamentos flexural, com vetor de transporte tectônico de oeste para leste.

As unidades do Grupo Canastra apresentam uma fase de deformação pré - Bambuí de caráter dúctil com foliação milonítica, lineação de estiramento e dobras intrafoliais. Deslocando a foliação milonítica tem-se uma fase extensional com falhas normais e estruturas do tipo "horst" e "graben" associadas. Embora esta fase seja perfeitamente discernível em campo, o seu significado tectônico ainda é problemático.

Por último, deve-se salientar que os dois eventos compressionais apresentam a mesma polaridade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- ALMEIDA, F. F. M. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. REV. BRAS. GEOC., 7(4): 349 - 364.
- BRANCO, J. J. R. & COSTA, M. T. da - 1961 - Roteiro da excursão Belo Horizonte - Brasília. In: CONG. BRAS. GEOL., 14, Belo Horizonte, 1961, Roteiro das Excursões, SBG.
- BRAUN, O. P. G. - 1968 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONG. BRAS. GEOL., 22, B.Horizonte, 1968. Anais... B.Horizonte, SBG. p.155-166.
- DARDENNE, M. A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG.
- MAITOS, J. T. de - 1986 - Caracterização do comportamento geológico - estrutural na Região da Represa de Furnas (MG), com dados de sensoriamento remoto. São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. 186p.
- PFLUG, R. & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton do São Francisco. In: CONG. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. Anais...Aracaju, SBG. v.2 p.5-19.

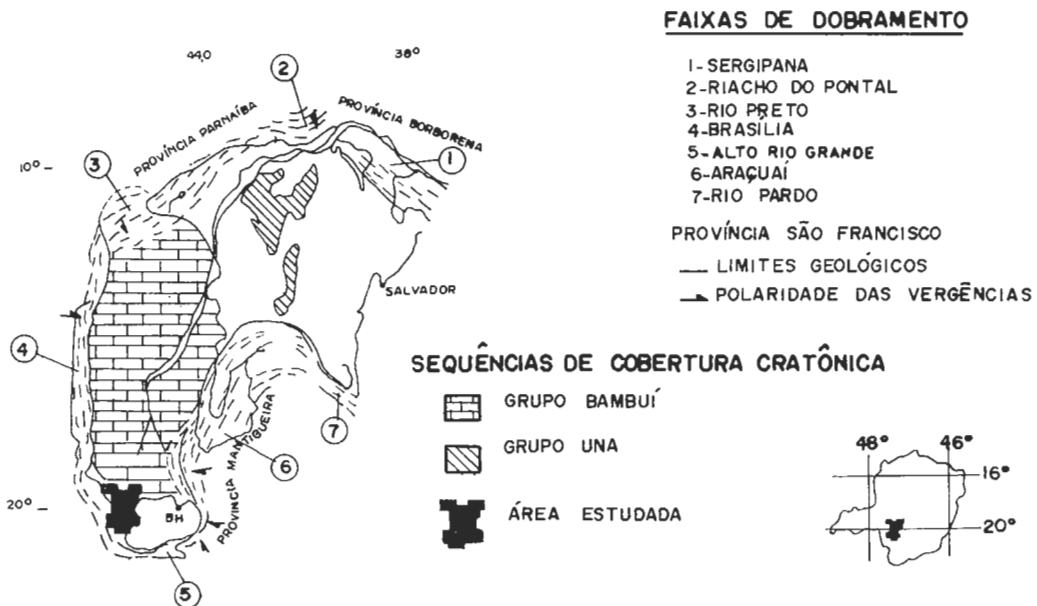


FIG. 1: PROVÍNCIA SÃO FRANCISCO E FAIXAS DE DOBRAMENTOS ADJACENTES (MODIFICADO DE ALMEIDA, 1977)

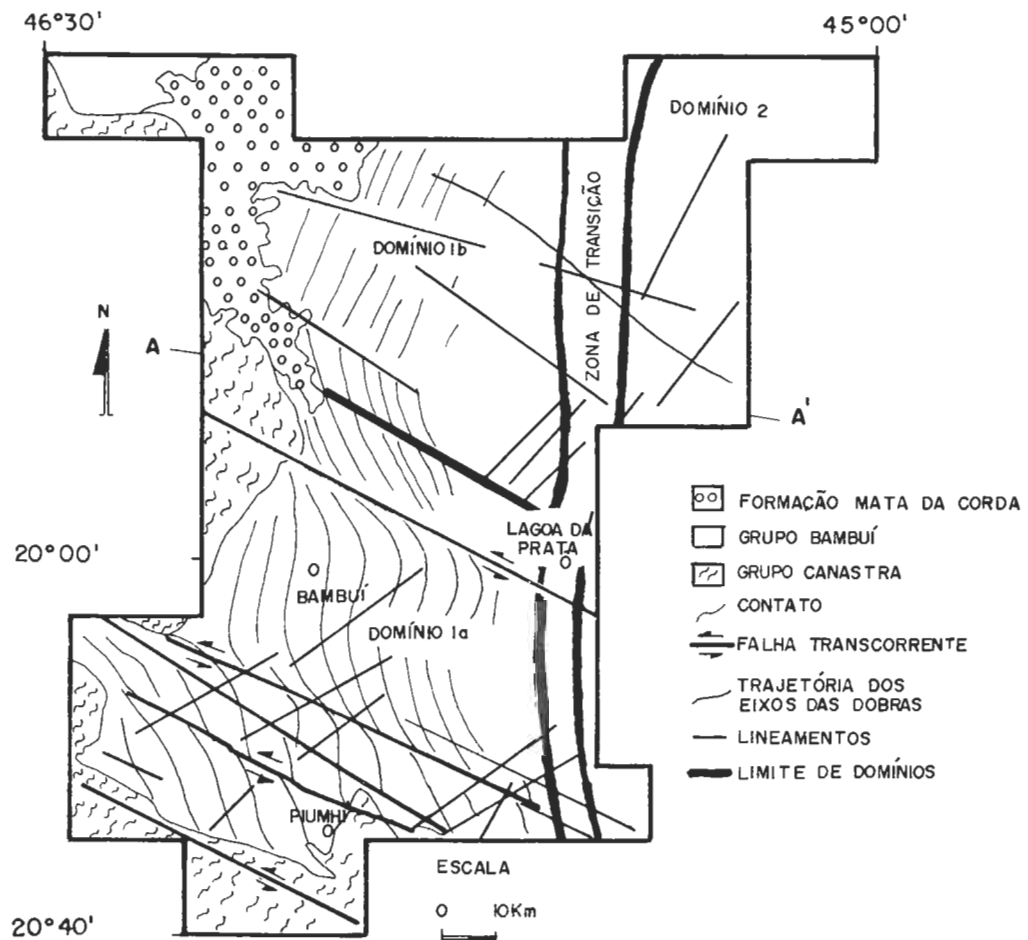


FIG. 2: ESMOÇO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE SÃO FRANCISCO, COM TRAÇOS DA TRAJETÓRIA DOS EIXOS DAS DOBRAS REFERENTES À TECTÔNICA DEFORMADORA DO GRUPO BAMBUÍ.

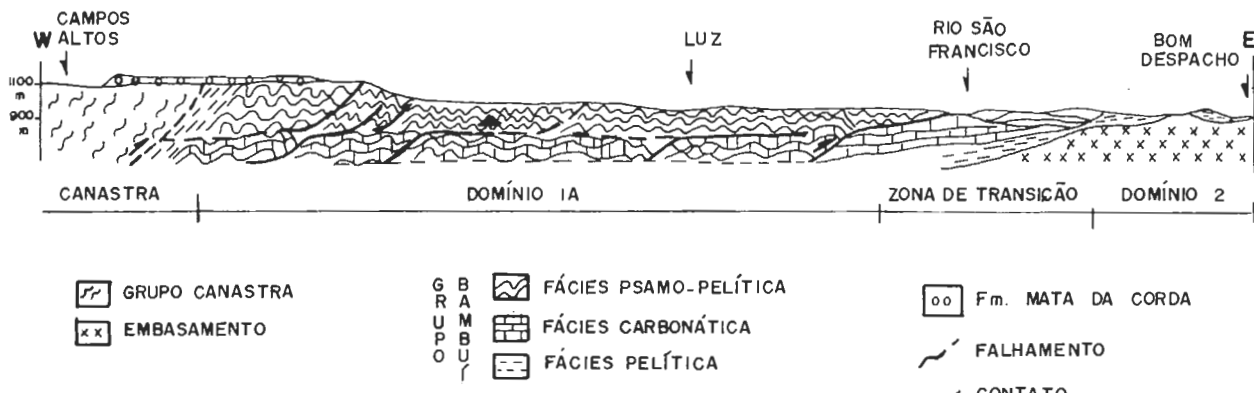


FIG. 3: PERFIL A-A' CAMPOS ALTOS - BOM DESPACHO (BR - 262)

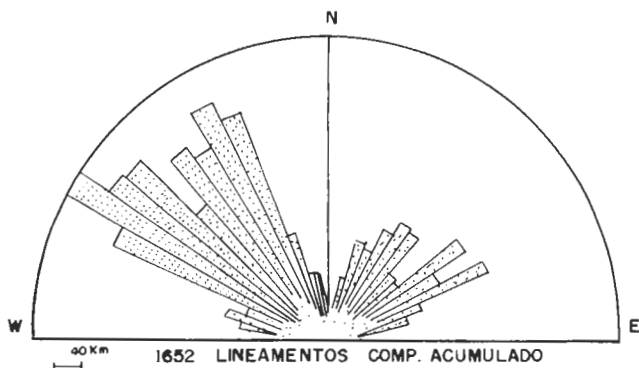


FIG. 4: DIAGRAMA DE ROSAS OBTIDO A PARTIR DE LINEAMENTOS DE IMAGEM DE RADAR (ESC.: 1:250.000).

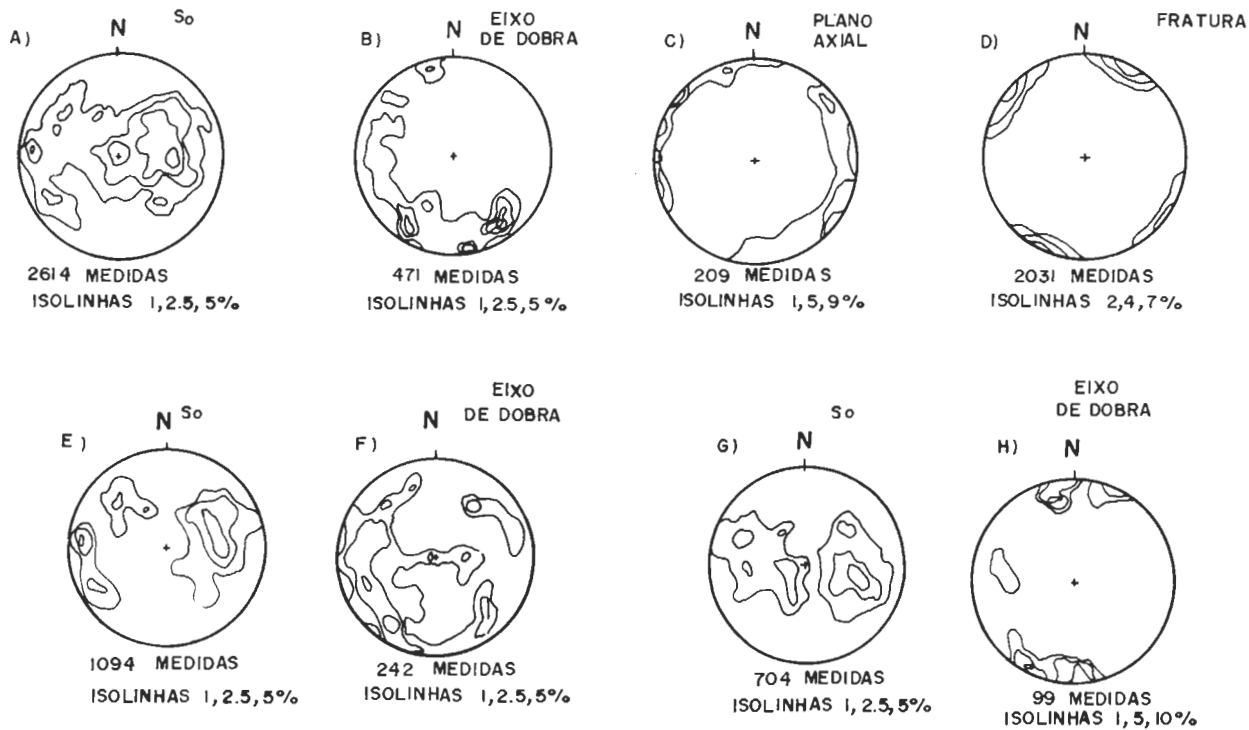


FIG. 5: DIAGRAMAS ESTEREOGRAFICOS COM ISOLINHAS. A, B, C e D = ÁREA TOTAL, E e F = DOMÍNIO 1a; G e H = DOMÍNIO 1b.

ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

F.F.Alkmim; F.Chemale Jr.; L.A.P.Bacellar; J.R.P.Oliveira; P.M.Magalhães
DEGEO/UFOP

I - Introdução

A Bacia do São Francisco é aqui entendida como o "locus" da deposição dos sedimentos de idade proterozóica superior do Super Grupo São Francisco, de acordo como definido por Pflug & Renger (1973) e expandido por Inda et al.(1984).

Os limites originais da bacia são desconhecidos, pois, durante o Ciclo Brasileiro, experimentou deformação compressiva que, invertendo parcialmente suas estruturas, ainda fez instalar, nas suas zonas externas, faixas de dobramento. Assim, a principal área de ocorrência do Super Grupo São Francisco - que se dá na bacia hidrográfica homônima - fica delimitada, a leste, pela Faixa de Dobramentos Araçuaí, a oeste, pela faixa Brasília e, a sudoeste, pelo Cinturão Uruçuano (Fig.1). Na zona central, os sedimentos do Super Grupo São Francisco repousam sobre terrenos bem mais antigos, que compõem o Cráton do São Francisco (Almeida 1977, Almeida e Hasui 1984).

Não restam dúvidas de que a inversão tectônica parcial da bacia tenha se dado quando da geração das mencionadas faixas de dobramento, durante o Ciclo Brasileiro. Porém, no que tange aos mecanismos de sua gênese, muitas questões ainda não tem resposta. As concepções existentes, embora embasadas em modelos geotectônicos muito distintos, convergem em um ponto: a sua geração está também diretamente ligada à evolução das faixas de dobramento brasileiras (vide p.ex. Almeida 1967, 1968; Costa et al. 1970, Dardenne 1978b, Campos Neto 1984).

Tendo como objetivo maior contribuir para o entendimento dos mecanismos de geração e evolução da Bacia do São Francisco, concebeu-se um projeto de estudos, ora em andamento, do qual tomam parte, em cooperação, o DEGEO/EM/UFOP e a PETROBRÁS/CENPES. Os primeiros resultados obtidos aparecem em Magalhães (1988), Chang et al. (1988) e Marshak & Alkmim (1989).

Com o presente trabalho procura-se sintetizar os resultados de estudos de análise estrutural relativos apenas a porção sul da Bacia do São Francisco, e discutir suas implicações no que concerne a evolução tectônica da região.

II - Compartimentação estrutural e características da deformação dos sedimentos do Super Grupo São Francisco.

O levantamento de seções estruturais detalhadas (Magalhães 1988, Magalhães 1989, Bacellar 1989, Oliveira 1989) além da análise de fotografias aéreas e imagens de radar, acompanhados de estudo da literatura existente, permitem individualizar, na porção sul da Bacia do São Francisco, os seguintes compartimentos estruturais:

- Compartimento W : área de influência da Faixa Brasília;
- Compartimento E : área de influência da Faixa Araçuai;
- Compartimento C1, ao norte e C2, ao sul, onde os sedimentos do Super Grupo São Francisco acham-se indeformados.

As características dos compartimentos W e E, acham-se resumidas na Tab. 1.

Os compartimentos W e E, são aqui designados áreas de influência, respectivamente, das faixas Brasília e Araçuai e não incorporadas a tais faixas, pelo simples fato de estarem localizados sobre a área do Craton do São Francisco. A deformação nessas áreas é, a grosso modo, de natureza epidérmica ou de cobertura. Em outras palavras, o embasamento, de um modo geral, não é envolvido na deformação compressiva, confirmando assim o seu "comportamento cratônico".

A deformação das rochas do Super Grupo São Francisco, nos compartimentos W e E, é de natureza heterogênea, progressiva, tendo se dado nas condições de transição entre os regimes dúctil e frágil. A história tectônica em ambos os compartimentos é, porém, bastante distinta (vide Tab.1) e, rigorosamente falando, não necessariamente síncrona. Tais compartimentos se confundem na zona central da bacia (Fig.1), nas áreas onde as faixas marginais exibem sua culminação. Ainda não foi possível, porém, documentar a interferência de estruturas de vergências distintas, nem tão pouco delimitar precisamente a área de fusão dos dois setores.

De grande significado tectônico, nessa área da bacia, são ainda dois altos estruturais de origem remota, pré-deformação compressional, que controlam não só a deposição, mas influenciaram marcadamente o processo de inversão bacinal. São eles: o alto estrutural central (Haraly et al. 1985) e o alto estrutural do setor W, que se estende da região das nascentes do Rio Santo Inácio até a região de Vazante/MG (Dardenne 1978a, Madalosso & Veronesse 1978).

III - Implicações relativas a gênese da Bacia do São Francisco.

Chang et al. (1988) postulam que toda a seção do Super Grupo São Francisco reflita um comportamento de bacia de ante-país, em relação às faixas de dobramento brasileiras. Porém, a inexistência de cunhas de clásticos marginais, a verificação de trends de sedimentação centrífugos e a existência de uma fase de deformação extensional do lado oeste da bacia, ainda que não invalidem de todo o modelo, dificultam sua aplicação. Marshak & Alkmin (1989) entendem que um

possível comportamento bacia de ante-país poderia estar registrado apenas pela Formação Três Marias do Grupo Bambuí, como aliás já fora sugerido por Costa et al. (1970), Costa e Angeiras (1971). As demais unidades, com exceção do Grupo Macaúbas, que é antes de tudo a resposta de um episódio global - a glaciação do Proterozóico Superior (Karfunkel & Hoppe 1988, Dardenne 1978a), representariam expansões das bacias marginais ao Cráton São Francisco. Para a região oriental, isto daria na forma de um "onlap" costeiro, conectado à margem passiva Espinhaço (no sentido de Torquato & Fogaça 1981 e Herrgesell & Pflug 1985), processo interrompido pela glaciação Macaúbas, e retomado posteriormente. Para o setor ocidental, esse relacionamento não é claro. O seu entendimento está na dependência de se conhecer o significado da fase de deformação extensional sinsedimentar, caracterizada por Magalhães (1989) e Bacellar (1989). Ela poderia representar um fenômeno de abrangência maior, uma simples "foreland extension", uma componente extensional do regime transcorrente muito conspicuo daquela região, ou mesmo, colapso orogênico da Faixa Brasília.

IV - Conclusões.

Na porção sul da Bacia do São Francisco, podem ser individualizados quatro compartimentos estruturais. Em dois deles, situados, respectivamente, a leste e oeste, os sedimentos do Super Grupo São Francisco se encontram deformados, marcando a zona de influência das faixas de dobramento marginais ao Cráton São Francisco. Os demais compartimentos ocupam a zona central da bacia, e são áreas poupadas da deformação. A evolução estrutural dos compartimentos é distinta, sendo o compartimento W marcado pela ocorrência de fase extensional, seguida de evento compressional dominado por dobramento, falhamento de empurrão e direcional (transpressivo). O comportamento E mostra uma assembléia de estruturas típica de um cinturão de dobramento e empurrão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. de - 1967 - Observações geológicas sobre o Pré-Cambriano da Região de Goiás. In: Cong. Bras. Geol., 21, Curitiba, 1977. Bol. Paranaense de Geociências (Resumos). Curitiba, SBG, 26. p.19 - 22.2.
- _____ - 1968 - Evolução tectônica do Centro Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Acad. Bras. Cien., 40 (Supl.): 285 - 295.
- _____ - 1978 - O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4): 349 - 364.
- ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. - 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. 378p.
- BACELLAR, L. A. P. - 1989 - Geologia estrutural do Super Grupo São Francisco ao longo da Travessa Coramandel - Três Marias - Conselheiro Mota, MG. Tese de Mestrado, DEGEO/UFOP, em prep.
- BONHOMME, M. - 1976 - Mineralogie des tractions fines et datations rubidium - strontium dans le Groupe Bambuí, Minas Gerais, Brésil. Rev. Bras. Geoc., 6: 211 - 222.

- CAMPOS NETO, M. C. - 1984 - Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá. (Região de Vazante-Lagamar, MG). Rev. Bras. Geoc., 14(2): 81 - 91.
- CHANG, H. K. ; MIRANDA, F. P.; MAGALHÃES, L. & ALKMIM, F. F. - 1988 - Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém. Anais... Belém, SBG, 1988. v.5. p.2076 - 2090.
- COSTA, L. A. M. da & ANGEIRAS, A. G. - 1971 - Tectonic zoning in the Epi-Baykalian of Central Brazil. An. Acad. Bras. Cienc., 41(40): 641.
- COSTA, L. A. M. da ; ANGEIRAS, A. G.; VALENÇA, J. G.; STEVENAZZI, V. - 1970 - Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e a sua divisão em Tectonogrupos. Inst. de Geoc. da Univ. do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. (Bol. 5), p. 3 - 34.
- DARDENNE, M. A. - 1978a - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.2. p. 597 - 610.
- _____ - 1978b - Zonação tectônica na borda ocidental do Craton do São Francisco. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.1. p.299-308.
- DARDENNE, M. A. & WALDE, D. H. G. - 1979 - A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 1. Diamantina, 1979. Anais... Belo Horizonte, SBG. Bol. p.43 - 45.
- HARALY, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTO, J. A. HAMZA, V. M. & RODRIGUES, C. R. V. - 1985 - Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais, com base na informação geofísica e geológica. In: Contribuição a Geologia e à Petrologia. Bol. Esp. SBG/Núcleo MG. p.71 - 94.
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R. - 1985 - The thrust belt of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbt. Geol. Palaont., Teil I, 9/10. p.1405-1414.
- INDA, H. A. V.; SCHORCHER, H. D.; DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALY, N. L. E.; AZEVEDO BRANCO, P. C. de; RAMALHO, R. - 1984 - O Craton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, C.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E.; ed. Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM. p. 194 - 284.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. - 1988 - Late proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, (65): 1 - 21.
- MADALOSSO, A. & VERONESE, V. A. - 1978 - Considerações sobre a estratigrafia das rochas carbonatadas do Grupo Bambuí na Região de Arcos, Pains e Lagoa da Prata (MG). In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.2. p. 635 - 648.
- MAGALHÃES, L. - 1988 - Análise estrutural qualitativa dos sedimentos do Grupo Bambuí. Região Sudeste da Bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas - Serra do Cipó). Tese de Mestrado, Ouro Preto, UFOP. 110p.
- MAGALHÃES, P. M. - 1989 - Análise estrutural qualitativa da porção SW da Bacia São Francisco. Tese de Mestrado, UFOP (em prep.)
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F. F. - 1989 - Proterozoic contraction/extension tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil, Tectonics, no prelo.
- OLIVEIRA, J. R. P. de - 1989 - Comportamento estrutural dos sedimentos dos Grupos Macaúbas e Bambuí numa porção centro-norte do Estado de Minas Gerais. Ouro Preto, Tese de Mestrado, UFOP. (em prep.)
- PFLUG, R. & RENGER, F. - 1973 - Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. In: Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG. v.2. p.5 - 19.

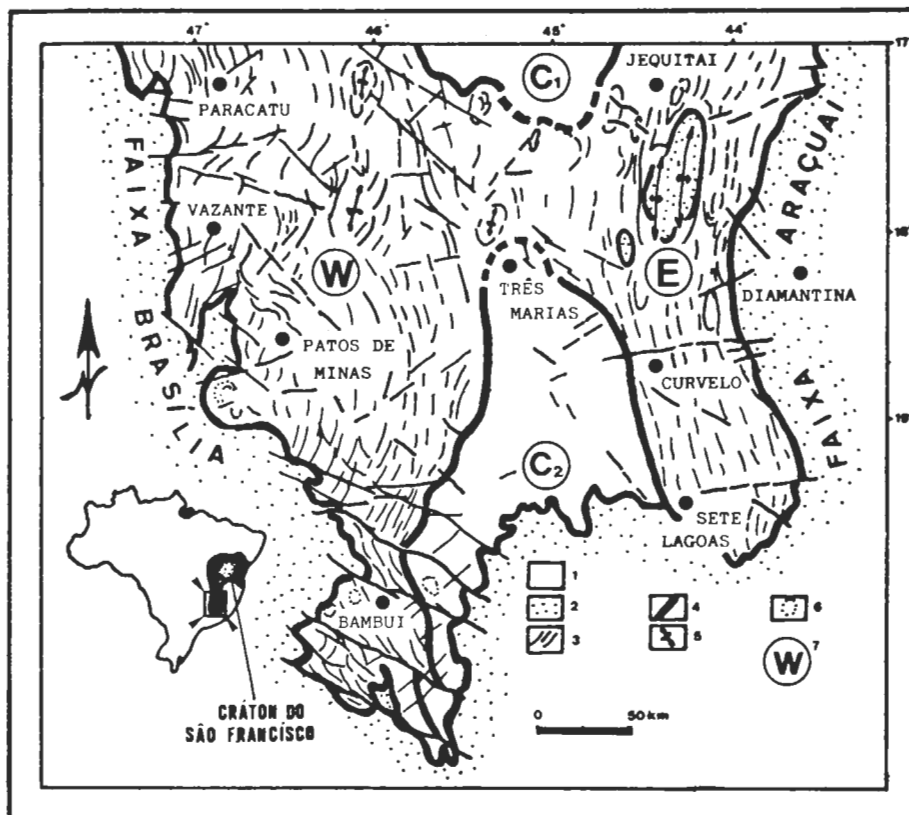


Fig.1 Compartimentação estrutural da porção sul da Bacia do S.Francisco. 1: Super Grupo S.Francisco 2: Áreas onde predominam unidades mais antigas que o Super Grupo S.Francisco 3:Traço das estruturas dominantes 4:Limites das faixas de dobramento, dos compartimentos estruturais, contatos do S.Gr. S.Francisco com unidades mais antigas 5: Culminações antiformais 6: Estruturas circulares do Cretáceo 7: Compartimentos estruturais (Modificado de Chang et al. 1988)

	COMPARTIMENTO W	COMPARTIMENTO E
Formas de acomodação da deformação	Falhas inversas e de empurrão relacionadas ou rotacionadas por sistemas direcionais transpressivos. Reativação de falhas normais, falhas de rasgamento.	Sistemas de duplexes em rochas carbonáticas, dobras e falhas de empurrão em pelitos. Falhas de rasgamento e de regeito direcional (em pares conjugados)
Polaridade	De W para E, marcada pela queda na magnitude da deformação. Rotação de estruturas associada a sistemas direcionais, obscurece a vergência	De E para W, marcada por forte vergência e queda gradual na magnitude da deformação
Comportamento do embasamento	Possivelmente envolvido em fase extensional pré-compressão	Não envolvido na deformação
História da deformação	1) Fase de deformação compressiva restrita unidades pré-SG.S.Francisco 2) Fase extensional 3) Fase deformação compressiva	Um único evento deformacional compressivo, envolvendo o SG.Espinhaço e o SG.S.Francisco
Metamorfismo	Passagem brusca metamorfitos/sediment. na junção com unidades mais velhas	Aumento gradual no sentido leste, atingindo condições da fácies xisto-verde, junto a Cordilheira do Espinhaço
Evolução da bacia	?	Expansão da margem passiva Espinhaço e bacia de ante-país (Form. Três Marias).

Tab. 1: Características dos compartimentos estruturais W e E, na porção sul da Bacia do S.Francisco (Compilado a partir de Schöll 1973, Bonhomme 1976, Magalhães 1988, Chang et al. 1988, Magalhães 1989, Bacellar 1989, Oliveira 1989)

