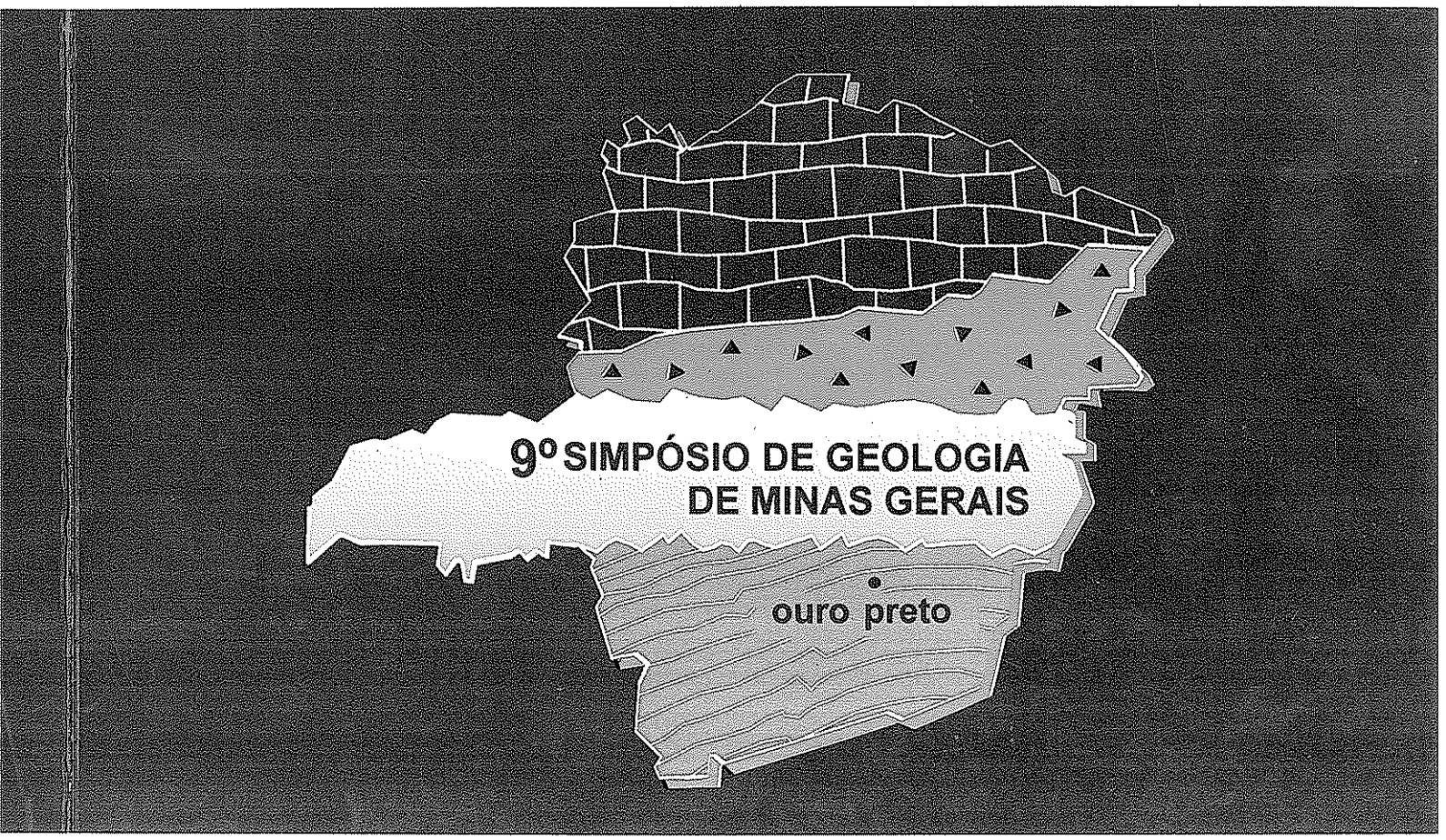
ANAIS DO 9º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

Boletim nº 14



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO MINAS GERAIS

ANAIS DO
9º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

5 a 9 de novembro de 1997 - Ouro Preto - MG

Tema Central

A PASSAGEM DO MESOPROTEROZÓICO PARA O NEOPROTEROZÓICO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL

BOLETIM Nº 14

Realização: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais
Departamento de Geologia da Escola de Minas da
Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP

ESTE VOLUME FOI PUBLICADO COM O APOIO DA

FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais

Sociedade Brasileira de Geologia - SBG

Diretoria Nacional

Presidente: Claudio Riccomini
Vice-Presidente: José Carlos Gaspar
Diretora Secretária: Lucy Gomes Sant'Anna
Diretor Tesoureiro: Fernando Mancini
Diretor de Publicações: Hardy Jost
1° Diretor Suplente: Paulo Cesar Boggiani
2° Diretor Suplente: Paulo Roberto Meneses

Diretoria do Núcleo Minas Gerais

Presidente: Antônio Gomes Araújo
Vice-Presidente: Fernando Martins Greco
1ª Secretária: Luciana Felício Pereira
2ª Secretária: Cláudia Rodrigues Franca
1° Tesoureiro: Luís Maurício F. Azevedo
2ª Tesoureira: Maria José Resende Oliveira
Diretor de Publicações: Franciscus Jacob Baars
1° Suplente de Diretoria: Cesar Horta Moreira
2° Suplente de Diretoria: Victor Eugenio Suckau
Conselheiro Representante: Arnaldo de Carvalho Gramani
Suplente de Conselheiro: Carlos Maurício Noce

COMISSÃO ORGANIZADORA

Presidente: Fernando Flecha de Alkmim

Vice-Presidente: César A. Chicarino Varajão

Tesouraria: Antônio Wilson Romano
Marco Túlio R. Evangelista

Coordenação de Divulgação e Publicações:
Marcelo A. Martins Neto
Ricardo Perobelli Borba

Coordenação de Secretaria:
Cristiane Castañeda
Friedrich E. Renger

Coordenação de Excursões e Atividades Culturais:
Paulo César Souza

Coordenação da Sessão Temática Central:
Marcelo A. Martins Neto

Comitê Científico:
Coordenadores: Luiz Guilherme Knauer
Maurício Antônio Carneiro

Comitê de Revisão:
Antônio Gilberto Costa
Antônio Wilson Romano
Carlos Maurício Noce
Caroline Janette Souza Gomes
Frederico Garcia Sobreira
Friedrich Ewald Renger
Geraldo Roberto Sgarbi
Hanna Jordt-Evangelista
João Hippertt
Júlio César Mendes
Lúcia Maria Fantinel
Marcelo A. Martins Neto
Marco Antônio Fonseca
Marcos Tadeu de Freitas Suíta
Maria Lourdes Souza Fernandes
Newton Souza Gomes
Paulo César Souza
Paulo Cyro Sandino
Pedro Ângelo Almeida Abreu
Ricardo Diniz da Costa

Secretaria Executiva:
ÉTICA Promoção de Eventos Ltda.
Rua Nossa Senhora do Brasil, 765 - 31130-090 - Belo Horizonte - MG
Fone: (031) 444-4794 - Fax: (031) 444-4329
E-mail: etica@net.em.com.br

Editoração Eletrônica
Beatriz Moyle Baêta
CEEL - Centro de Editoração Eletrônica
DEGEO/EM/UFOP
Ouro Preto - MG

AGRADECIMENTOS

O Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia e o Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, expressam seus agradecimentos às seguintes instituições e empresas, cujo apoio e contribuição financeira possibilitaram a realização do **9° Simpósio de Geologia de Minas Gerais.**

- Barrick do Brasil Mineração Ltda.
- Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
- Companhia Siderúrgica de Tubarão - CST
- Fundação Gorceix
- GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda.
- Minerações Brasileiras Reunidas S.A. - MBR
- S.A. Mineração da Trindade - SAMITRI
- Samarco Mineração S.A.
- SINDIEXTRA
  Sindicato das Indústrias Extrativas de Ouro, Metais Preciosos, Diamantes e Pedras Preciosas, Areias, Pedras Ornamentais, Lenha, Madeiras, Minerais Metálicos e Não Metálicos no Estado de Minas Gerais

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO x
HOMENAGEM A OCTÁVIO BARBOSA ..... xi-xii

TEMA CENTRAL: A PASSAGEM DO MESOPROTEROZÓICO PARA O NEOPROTEROZÓICO NO CENTRO-LESTE DO BRASIL

CONFERÊNCIAS

O limite Meso-Neoproterozóico na região central da Bahia 1-2
PEDREIRA, A. J.

O Meso-Neoproterozóico no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais - uma análise (geo)lógica do registro cartográfico da discordância Espinhaço/Macaúbas 3-8
RENGER, F. E.; ALMEIDA-ABREU, P. A.; KNAUER, L. G. & HAGEDORN, M.

A passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico, no centro leste do Brasil e o estilo estrutural envolvido 9
SILVA, P. C. R.

A passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico na região sul de Minas Gerais 10-11
TROUW, R. A.J.; RIBEIRO, A. P.; FABIO V.P.; & ANDREIS, R. R.

TRABALHOS TÉCNICOS

A Bacia Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais 12-13
ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER , F. E.; LINDENBERG, S. F.; SILVA , M. de F. LANNA- & GÓES H.

Sedimentologia, relações estratigráficas e significado geológico dos depósitos de rochas rudáceas da unidade João Dias, na borda oeste do Espinhaço Setentrional (Bahia) 14-16
DANDERFER, A.; DARDENNE, M. A.

Relações entre os sedimentos dos grupos Chapada Diamantina (Mesoproterozóico) e Una (Neoproterozóico) no Estado da Bahia 17-18
GUIMARÃES, J. T.

Considerações sobre os supergrupos São Francisco e Espinhaço ao longo da borda oeste da Serra da Água Fria (MG) 19-21
HERCOS, C. M.; MARTINS-NETO, M. A.

O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais 22-24
MARTINS-NETO, M. A.; CASTRO, P. de T. A.; HERCOS, C. M.

A pseudo discordância angular entre os supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), na região entre Santa Bárbara e Curimataí, Serra Mineira (MG) 25-26
MARTINS-NETO, M. A.; CASTRO, P. de T. A.; RAMOS, M. L. S.; MURTA, C. R.

Evidências da transição entre o Supergrupo Espinhaço para o Grupo Una (Supergrupo São Francisco) no sinclinal de Ituaçu-Bahia: elementos para uma nova visão estratigráfica 27-28
MENEZES FILHO, N. R. de

Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica 29-31
NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; GROSSI-SAD, J. H.; BAARS, F. J.; GUIMARÃES, M. L. V.; MOURÃO, M. A. A.; OLIVEIRA, M. J. R. & ROQUE, N. C.

A questão das "orogenias" Uruaçuano/Espinhaço nas províncias Tocantins & São Francisco 32-33
SUITA, M. T .F .G

As faixas dobradas Araçuaí-Paramirim e os eventos geológicos no limite Meso-Neoproterozóico 34-35
UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.

EVOLUÇÃO CRUSTAL E GEOLOGIA REGIONAL

Geologia de parte do segmento crustal situado entre as cidades de Oliveira, Campo Belo e Santana do Jacaré, MG 36-37
CARNEIRO, M. A.; CARVALHO JÚNIOR, I. M. de; FERNANDES; R. A.O; TEIXEIRA, W.

Anfibólio intercúmulos na seqüência acamadada de Ribeirão dos Motas: um modelo petrogenético para sua origem 38-39
CARVALHO JÚNIOR, I. M. de; CARNEIRO, M. A.; SUÍTA, M. T. de F.; TEIXEIRA, W.

Proposta de classificação litoestratigráfica para o leste de Minas Gerais 40-41
COSTA, A. G.

Geologia da quadrícula Bateias 1:25.000, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG 42-44
DAVIES, H. -P. K.; SCHORSCHER, H. D.; ALVES, M. da G.

O metamorfismo das rochas da região de Santana do Jacaré, MG 45-46
FERNANDES, R. A.; CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.

Geologia da região e aspectos genéticos das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, MG 47-49
MACHADO, G. A. de A.; SCHORSCHER, H. D.

Geologia da quadrícula São Gonçalo do Rio Abaixo 1:25.000, parte nordeste do Quadrilátero Ferrífero, MG 50-52
SCHORSCHER, H. D.; ALVES, M. da G.; DAVIES, H.-P. K.

Geologia da quadrícula Florália 1:25.000, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG 53-55
SCHORSCHER, H. D.; MOTHÉ FILHO, H. F.; ABREU, G. C.; ALVES, M. da G.; DAVIES, H.-P. K.; QUEIROGA, N. C.M.

GEOLOGIA ESTRUTURAL/TECTÔNICA

Tectônica transpressiva sinistral no contexto do segmento sudeste do sistema Água Quente, borda SE do Quadrilátero Ferrífero, MG 56-57
ABIB, M. M. S.; PERES, G. G.; JORDT-EVANGELISTA, H.; FONSECA, M. A.

Regimes tectônicos no segmento meridional do Cráton do São Francisco: região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 58-59
ENDO, I.; MACHADO, R.

Estruturação dos corpos auríferos (jacutingas) na mina do Cauê - Itabira, MG 60-62
GALBIATTI, H. F.; PEREIRA, M. da C.; FONSECA, M. A.

Estudo de novos materiais analógicos para a simulação de falhas normais com ângulo de mergulho diferente de 60^0 63-65
GOMES, C. J. S.; FERREIRA, A. C. S.

A modelagem de sistemas de falhas extensionais, discordantes em planta, no exemplo das estruturas da Serra do Curral e da Serra da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 66-67
GOMES, C. J. S.; SANTOS, G. J. I.

Caracterização estrutural preliminar da região de Capoeirana, Nova Era - Minas Gerais 68-69
MATIAS, P. H.; DUSSIN, T. M. N.; DUSSIN, I. A. N.; BRUNETTO, W.

Tectônica compressiva (NE-SW) nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas, borda NW do Complexo Metamórfico Bação, QF, MG 70-71
OLIVEIRA, A. H. DE; GUITARRARI; M. M. ; ACHÔA; A. B.; COSTA, M. P.; CARNEIRO; M. A.; FONSECA , M. A.

Integração de dados estruturais do leste mineiro 72-73
OLIVEIRA, M. J. R.; PINTO, C. P.; FÉBOLI, W. L.

O sistema de falhas de empurrão do Sinclinal de Dom Bosco, porção sul do Quadrilátero Ferrífero (MG), em modelagens físicas 3D 74-76
RIBEIRO, F. de M. e ALKMIM, F. F.

Granitoid deformation at low grade conditions: ductile-brittle transition and phyllonitization in granodiorite, Congonhas, Minas Gerais 77-78
SEIXAS, A. R.; HIPPERTT, J.; B. , J.-M. & BONIN, B.

Evolução tectônica do supergrupo Rio das Velhas na região de Caeté, Quadrilátero Ferrífero,MG 79-80
TAVARES, P.; CARNEIRO, M. A.

ESTRATIGRAFIA/SEDIMENTOLOGIA

Contribuição à sedimentologia e estratigrafia do Grupo Bambuí no norte de Minas Gerais 81-82
CHIAVEGATTO, J. R. S.; DARDENNE, M. A.

Conglomerados oligomíticos da Formação Três Marias na Serra do Gorutuba, norte de Minas Gerais 83-84
CHIAVEGATTO , J. R. S.; GOMES, N. S; DARDENNE M. A

Relações estratigráficas e tectônicas entre os supergrupos Espinhaço e São Franciso ao longo da borda oeste do Espinhaço Setentrional, interior do Cráton do São Francisco (Bahia) 85-87
DANDERFER, A.; DARDENNE, M. A.

Resultados preliminares sobre a evolução estratigráfica da Tectonosseqüência Pajeú no extremo nordeste do Espinhaço Setentrional, região central do Estado da Bahia 88-90
DANDERFER, A.; DARDENNE, M. A.

Os diamictitos da Formação Montalvânia (Formação Jequitaí ?) na região de Montalvânia(MG): características sedimentológicas e relações de contato 91-92
LIMA, S. A. de A.; CASTRO, P. de T. A.

Aluvião diamantífero de Maria Nunes-Alto/Médio Rio Jequitinhonha-MG.; lavra do Capim-Açu 93-94
NEVES, J. CÉSAR P. & GUERRA, W. J.

MINERALOGIA/PETROLOGIA

Uma síntese da evolução diagenética dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, região de Morro do Chapéu, Bahia 95-97
BATTILANI, G. A. I; GOMES, N. S. & GUERRA, W. J.

Caracterização petrológica das rochas graníticas e charnockíticas da porção leste do Estado de Minas Gerais, baseada em dados petrográficos 98-100
CARVALHO, J. B.; PEREIRA, L. M. M.

Metamorfismo das rochas supracrustais da porção leste do Estado de Minas Gerais.....101-102
CARVALHO, J. B.; PEREIRA, L. M. M.

Depósitos de quartzo da região de Batatal (Diamantina, MG) 103-104
CHAVES, M. L. de S. C.; KARFUNKEL, J.; QUEMÉNÉUR, J.; ADDAD, J.

Caracterização petrológica e geoquímica do Grupo Dom Silvério no seu local tipo, região de Dom Silvério, MG.....105-106
DÜRKOP, C.; LINDER, B.; JORDT-EVANGELISTA, H.

Comparação e implicações no estudo dos índices de maturidade sedimentar $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$ e SiO_2 aplicado nas metagrauvacas e metapelitos do Grupo Nova Lima da região de São Bartolomeu, Minas Gerais 107-109
GOLIA, A.; CARNEIRO, M. A.

O maciço sienítico de Piranga, Minas Gerais.....110-112
JORDT-EVANGELISTA, H.; PERES, G. .

Microtexturas de cristalização em Estado magmático e sólido nos charnockitos do maçico de Guaxupé, MG 113-114
LACERDA, C. M. M.; CHOUDHURI. A.; NOGUEIRA, J. R. & SILVA, D.

A petrografia e as relações tectônicas (revisitadas) das rochas do Complexo Metamórfico Bação: um relato preliminar com vistas a um programa geoquímico e geocronológico de detalhe 115-116
OLIVEIRA, A.H. de; CARNEIRO, M. A.

Evolução diagenética das rochas da FORMAÇÃO Marília, na região de Uberaba, Minas Gerais 117-118
RIBEIRO, D. T. P; ALVES, J. M. de P.

Fracionamento magmático dos gabros da suíte Lagoa Preta, MG-ES.....119-120
VIEIRA ,V. S.; SOUZA, C. J. M. de

GEOLOGIA ECONÔMICA

Uma caracterização preliminar do minério aurífero dos depósitos Caeté e Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 121-122
BARRETO, P. & CHEMALE JR., F.

Caracterização preliminar do depósito de ametista da Serra do Sudário, município de Vermelho Novo (Minas Gerais).....123-124
CAMPOS, J. C. S.; CÉSAR-MENDES, J.

Geologia, mineralogia e química mineral do depósito aurífero da mina Córrego do Sítio, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.....125-126
CANALE, A. L. & CHEMALE JR., F.

Berilos da província pegmatítica oriental: um indicador metalogenético.....127-129
CÉSAR-MENDES, J; GANDINI, A. L.; MARCIANO, V. R. P. R. O; SVISERO, D. P.

Uma nova ocorrência de esmeralda no garimpo do Toco, município de Nova Era, Estado de Minas Gerais.....130-131
CÉSAR-MENDES, J., LOPES, P. H. S , INNOCENTINI, M. D. M.

Conglomerado cretáceo com potencial diamantífero na Serra da Água Fria/MG.....132-133
COSTA, K. V.; PENHA, U. C.; e ARAÚJO, M. C.

Exploração mineral para chumbo e zinco na região de João Pinheiro/MG 134-136
PENHA, U. C.; FONSECA, M. B. R.; MARQUES, R. E. F. e SABÓIA , L. A.

Contribuição ao estudo da metalogênese do manganês na formação ferrífera Itabira: dados preliminares sobre o conteúdo metalífero de minérios de óxidos de manganês da Serra da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 137-138
PIRES, F. R. M.; CABRAL, A. RAPHAEL

Bacias terciárias e enriquecimento de minério de ferro 139-140
RIBEIRO, D. T.I e ZAVAGLIA, G.

Novo sitio hidro-termomineral, em Itabira, MG 141-142
SILVA, H. Z.

Ocorrências e potencial metalogênico de EGP/MGP em Minas Gerais 143-144
SUITA, M. T.F.; & CARNEIRO, F. B.

GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

Tipologia dos aqüíferos e um modelo hidrogeológico para a região sul de Belo Horizonte, setor setentrional do Platô da Moeda 145-147
AMORIM, L. Q.; ALKMIM, F. F.

Causas e conseqüências dos fenômenos de subsidência sobre o meio ambiente 148-149
CURI, A.; SILVA, J. M. da

A utilização de fichas de campo como suporte básico para o gerenciamento de dados em um processo de mapeamento geotécnico 151-152
SOUZA, M. L. de; ZUQUETTE , L. V.

APRESENTAÇÃO

Seguindo os mesmos princípios que nortearam a realização de oito simpósios anteriores, o Núcleo de Minas Gerais não mediu esforços para a concretização do 9° Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Dos muitos resultados que se pode ter de encontros científicos, os principais sempre ficam nas publicações deles derivadas. É portando com grande satisfação que o Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia leva a público, através deste volume, os resumos dos trabalhos apresentados, sob a forma de palestras, exposições orais de curta duração e posters, no 9° Simpósio de Geologia de Minas Gerais.

As contribuições aqui reunidas foram analisadas pelo comitê de revisão que, ao fazê-lo, dada a natureza da publicação, procurou atentar para forma de apresentação, validade científica e somente aspectos gerais de conteúdo.

O tema central deste simpósio, a *Passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico no centro-leste do Brasil,* encerra uma das questões mais discutidas da geologia do Brasil e que ainda não encontrou uma resposta definitiva. Espera-se que, realizando este encontro, possamos encontrar respostas ou pelo menos encaminhá-las com a sugestão de atividades futuras. Além disso, o Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira, reverenciando a memória e os feitos do grande geólogo Octávio Barbosa, deseja promover a divulgação do que se faz em Geologia no Estado de Minas Gerais.

HOMENAGEADO

OCTÁVIO BARBOSA (1907 - 1997)

In Memorian

Octávio Barbosa que, sobre grande geólogo, sempre se revelou um humanista, com uma atitude, perante a vida, de elevado otimismo; induziu naqueles que o conheceram, uma ardorosa admiração. Tinha espírito e físico de cabloco, irradiando alegria por onde estava. Era prazeiroso conversar com ele, principalmente ouví-lo. Melhor do que ninguém, compreendeu e sentiu profundamente a necessidade de se fazer geologia no Brasil. Sua obra atesta essa afirmativa.

Octávio Barbosa foi uma síntese do homem brasileiro, em suas virtudes e em seus defeitos, sempre batalhando através da vida. Nasceu em uma época e em um meio limitados, onde tudo era reservado aos poderosos. Sempre teve uma ousada trajetória e causava espanto porque manteve intactos os ímpetos próprios da juventude, por toda a sua vida. Dignificou a atividade profissional que exercia e era energicamente ambicioso por novos conhecimentos.

Em agosto de 1996 concedeu uma entrevista à "A Terra em Revista" da qual participamos junto com colegas da CPRM. Recordou, com imensa ternura (mas não com saudosismo) sua juventude, mantendo na velhice, esperanças e desejos. Nunca lhe bastou a tranquilidade da aposentadoria. Continuou espiritualmente inquieto por toda a vida, sempre mergulhado em

indagações. Jogou com a vida com enorme prazer de jogar e se satisfazia com novos conhecimentos, fora de sua atividade profissional, pelo simples prazer de conhecer. No tranquilo ambiente em que viveu seus últimos anos, não havia lugar para o ócio.
Octávio Barbosa era uma pessoa reta e resistente, enfrentando as tarefas que lhe couberam, por mais simples ou complexas, com ânimo e energia. Agrupava rapidamente os dados que necessitava para abordagem da questão sob investigação, esmiuçava aqui e alí, equacionava incógnitas e oferecia soluções possíveis.

Era um homem de muitos caminhos, ao contrário da maioria. Seus objetivos eram diretos, não complicados e rapidamente alcançados. Percorreu o Brasil como um caixeiro viajante, com uma mercadoria preciosa: o amor à natureza e à vida. Abordou de modo claro muitas das questões maiores da geologia regional brasileira.

É difícil compor um retrato preciso de Octávio Barbosa, devido ao seu espírito multifacetado, à sua alegria e à sua energia. Foi severamente disciplinado no trabalho, mas não para a vida. A letra morta dos livros não foi a base para seu trabalho, mas sim a realidade do que observava. Foi estudante permanente, tornou-se enormemente culto, mas o trabalho é que moldou sua atitude de vida. Sempre foi uma pessoa polêmica, defendendo ardorosamente suas idéias. Não temia os poderosos. Polemisou profissional e socialmente, pela vida a fora.

Pessoas como Octávio Barbosa serão sempre salutares como exemplo de dignidade. Viveu uma vida de erros e muitos acertos e se tornou um paradigma de como viver. Dotado de memória notável e brilhante inteligência, era companhia agradável e contava estórias reais, muitas delas visíveis.

Nasceu em 29 de abril de 1907 (Ituverava, São Paulo) e faleceu em 31 de janeiro de 1997 (Petrópolis, Rio de Janeiro). Aos 17 anos iniciou seus estudos na Escola de Minas de Ouro Preto, graduando-se seis anos depois, sua dúvida quanto a se dedicar à engenharia elétrica ou à geologia (e um pouco, à engenharia de minas) durou exatos dois meses, pois saiu da companhia em que trabalhava e foi para o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, no Rio de Janeiro. Foi assistente de Djalma Guimarães tornando-se excelente petrógrafo. Transferiu-se em 1933 para Belo Horizonte, constituiu família e trabalhou com Luciano Jacques de Moraes. Em 1954 separou-se da primeira mulher e formou nova família. Filhos, netos e bisnetos completavam os espaços vazios de sua vida.

Em 1938 mudou-se para o Rio de Janeiro, ocupando durante um ano o cargo de Diretor de Fomento da Produção Mineral do DNPM. Em seguida sua inquietude o levou a prestar concurso na Escola Politécnica de São Paulo, tornando-se catedrático e lecionando por 16 anos. Foi um período que considerava como o mais produtivo de sua existência, trabalhando no campo, publicando, participando de congressos.

Em meados da década de 50 transfere-se para Petrópolis, onde trabalhou por 21 anos na Prospec, realizando mapeamentos regionais por todo o Brasil. Em 1977 passa a contribuir com a CPRM, no Rio de Janeiro, onde serviu por 19 anos, até 1996.

Na entrevista já mencionada fica claro para todos que Octávio Barbosa, estava em paz com a vida, irradiando tranquilidade, despido de mágoas e deixando entrever que repetiria seu modo de ser e agir, se tivesse que começar outra vez. O fim de algo era para ele sempre um novo começo.

J.H. Grossi Sad
GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda. - Belo Horizonte.

TRABALHOS TÉCNICOS

O LIMITE MESO-NEOPROTEROZÓICO NA REGIÃO CENTRAL DA BAHIA

PEDREIRA, AUGUSTO J.
CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

O limite entre as eras mesoproterozóica e neoproterozóica na região central do Estado da Bahia, está marcado pela base da Formação Bebedouro e, onde esta não aflora, pela Formação Salitre, ambas pertencentes ao Grupo Una., correlacionável ao Grupo Bambuí. Este limite corresponde a uma profunda discordância, abrangendo um intervalo de cerca de 200 milhões de anos, cuja natureza tem sido objeto de controvérsia desde a década de 60.

A Formação Bebedouro aflora na região central do Estado da Bahia bordejando parcialmente as "bacias" de Irecê, do Salitre, Una-Utinga e Ituaçu (figura 1A), recobrindo em não-conformidade o embasamento cristalino de idade arqueana e discordantemente os (meta)sedimentos mesoproterozóicos das formações Mangabeira, Guiné, Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, do Supergrupo Espinhaço. A Formação Bebedouro consiste em diamictitos, pelitos e arenitos, estratificados e maciços, ordenados em camadas, alternadas ou não, limitadas por contatos bruscos, erosivos e gradativos. Os processos sedimentares responsáveis pela deposição da Formação Bebedouro foram fluxos de detritos subaquáticos, correntes de turbidez de alta e baixa concentração e fusão de *icebergs*. Existem evidências locais de retrabalhamento eólico (Guimarães, 1996). A Formação Salitre consiste essencialmente em carbonatos depositados em planícies de maré, conforme evidenciado por estruturas sedimentares diagnósticas de deposição em água rasa, e pela presença de estromatólitos, tanto colunares como não-colunares.

O contato da Formação Bebedouro (ou Salitre) com as rochas sotopostas pode se apresentar de duas maneiras: aparentemente concordante ou como discordância angular. Esta discordância pode ser observada tanto a nível regional como local. No primeiro caso está a seção através da BR-242 (W-E) entre a cidade de Seabra e o morro do Pai Inácio (1); as rochas subjacentes, que são (meta) sedimentos do Supergrupo Espinhaço, encontram-se dobradas formando um sinclinal ladeado por anticlinais. Dentro do sinclinal, as rochas das formações Bebedouro e Salitre estão em posição horizontal, como pode ser observado em afloramentos esparsos da primeira e na última formação, em uma pedreira à margem do rio Preto. A nível de detalhe, a primeira observação da discordância angular no limite Meso-Neoproterozóico, foi feita por Brito Neves (1967), na serra da Babilônia. Na borda ocidental desta serra (2), na estrada Irecê-Tabúa, foi observado dentro de uma trincheira o contato entre as formações Morro do Chapéu (ortoquartzito branco) e Salitre (calcário róseo): a primeira tem atitude $20^0 \rightarrow 270^0$; a segunda, $09^0 \rightarrow 320^0$. Recentemente foi feita outra observação cerca de 150 quilômetros a sul desta (3): na fazenda Sítio, situada 18 quilômetros a sudoeste da cidade de Palmeiras, a Formação Bebedouro (conglomerados sustentados pela matriz arenosa com clastos medindo 1cm de diâmetro) está em posição horizontal sobre a Formação Guiné (topo do Grupo Paraguaçu), que consiste em arenitos médios arredondados, bem selecionados, em camadas planas de cerca de 3cm de espessura e tem atitude $23^0 \rightarrow 060^0$.

A discordância entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Una foi atribuída por Pedreira et al. (1975) a "...uma fase de dobramentos suaves seguida de erosão, quando efetuou-se a sedimentação do Grupo Una, discordantemente sobre o Pré-Espinhaço e o Supergrupo Espinhaço." Jardim de Sá et al. (1976) também se referem ao Grupo Una que "...capeia a Chapada Diamantina em discordância erosional e tectônica." Esses dobramentos são interpretados como resultado da atuação do Ciclo Uruaçuano sobre as rochas da região central da Bahia.

Sob o ponto de vista geocronológico, Cordani & Iyer (1976) detectaram idades nos intervalos 1600-1300 Ma e 1200-900 Ma, que interpretaram como um evento tectônico intermediário entre os ciclos Transamazônico e Brasiliano, na região sudeste do Estado da Bahia. No mesmo ano, Jardim de Sá et al. discutiram a geologia e o modelo tectonomagmático das coberturas do Cráton do São Francisco, mostrando suas analogias com os elementos tectônicos de idade "Kibaran" da África e colocando-os em um ciclo tectônico intermediário entre o Transamazônico e o Brasiliano. No "Inventário e Reavaliação do Conhecimento Geológico da Parte Central do Cráton do São Francisco" (Pedreira et al., 1978), a análise dos dados geocronológicos disponíveis até então, indicou a existência de uma faixa de direção NNW-SSE estendendo-se entre as cidades de Buritirama e Vitória da Conquista (figura 1B), com atividades paraplataformais durante os ciclos Uruaçuano e Brasiliano. Esta faixa foi considerada como uma "zona de reativação uruaçuana-brasiliana", uma vez que não se conseguiu distinguir especificamente o que foi reativado em cada um dos ciclos.

O regime tectônico sugerido para a zona de reativação uruaçuana foi de paraplataforma transamazônica, ao invés de uma zona orogênica do Uruaçuano, por ser ela transicional no tempo, no espaço e no estilo, entre as zonas orogênicas

transamazônica e brasiliana, que afetam outras regiões do Estado da Bahia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRITO NEVES, B.B. 1967 Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu, Ba. Recife, CONESP, Relatório 17.

CORDANI,U.G. & IYER,S.S. 1976. Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis para a Folha Salvador, SD.24. In: PEDREIRA, A.J. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Salvador*, SD.24. Brasília, DNPM, 127p.

GUIMARÃES, J.T. 1996. *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação*. Salvador, 155p.+ anexos (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia).

JARDIM DE SÁ, E.F.; BARTELS, R.L.; BRITO NEVES; B.B.; Mc REATH, I. 1976. Geocronologia e o modelo tectonomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976. *Anais*... Ouro Preto, Soc.Bras.Geol., vol.4, p.205-227.

PEDREIRA, A.J.; KISHIDA, A.; TORQUATO, J.R.; MASCARENHAS, J.F. 1978. Inventário e reavaliação do conhecimento geológico da parte central do Cráton do São Francisco. In: REUNIÃO PREPARATÓRIA PARA O SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1977. *Anais*... Salvador, Soc.Bras.Geol./Sec.Minas e Energia/Coord. Prod.Min., p. 67-154.

PEDREIRA, A.J.; ARCANJO, J.B.; PEDROSA, C.J.; OLIVEIRA, J.E.; SILVA, B.C.E. 1975. *Projeto Bahia - Relatório Final - Geologia da Chapada Diamantina*. Salvador, DNPM/CPRM, 2 volumes, (inédito).

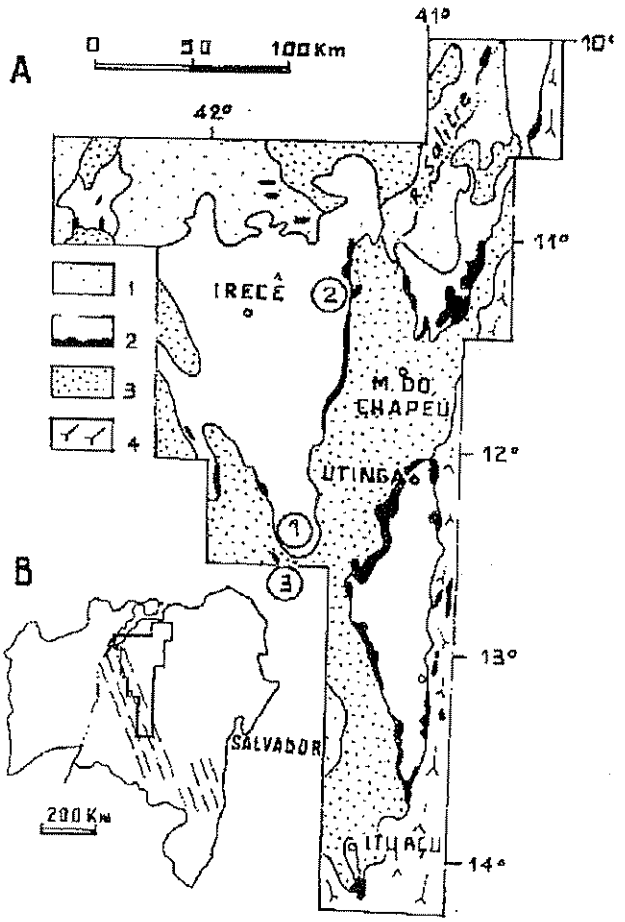


Figura 1 -A) Esboço geológico da região central do Estado da Bahia. Legenda: 1-Coberturas tércio-quaternárias; 2-Grupo Una (F. Bebedouro em preto); 3-Supergrupo Espinhaço; 4-Embasamento. Os números dentro dos círculos referem-se às citações do texto. B) Zonas de Reativação Uruçuana-Brasiliana no Estado da Bahia. A) modificado de Guimarães, 1996 e B) de Pedreira et al., 1978.

O MESO-NEOPROTEROZÓICO NO ÂMBITO DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS - UMA ANÁLISE (GEO)LÓGICA DO REGISTRO CARTOGRÁFICO DA DISCORDÂNCIA ESPINHAÇO/MACAÚBAS*

RENGER[1], F. E.; ALMEIDA-ABREU[2], P. A.; KNAUER[3], L. G. & HAGEDORN[4], M.

[1]UFMG-IGC/CPMTC
[2]UFMG-IGC/CGE
[3]UFMG-IGC/CPMTC,UNESP
[4]GEOL. INSTITUT, UNIV. FREIBURG/ALEMANHA

** Pesquisa com apoio da FAPEMIG (CEX-1065/94),*

CNPq (40.0366/94; 40.0009/95; 40.0001/96) e FINEP

A questão da orogênese mesoproterozóica (OMP) no sudeste e região central do Brasil tem provocado discussões acirradas e mesmo apaixonadas. Trabalhos baseados apenas em um ou dois atributos não permitem uma correta avaliação do problema, inclusive porque, como lembra C. Sagan, a "ausência de evidência não é evidência da ausência". Para os autores (e.g. Renger & Knauer 1995; Knauer & Ebert 1997), a OMP foi responsável pela edificação da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM, Fig. 1), sendo evidenciada por diferentes registros geológicos (tectônicos, estratigráficos, sedimentológicos, paleoclimáticos, geocronológicos) e de tectônica global. Por outro lado, alguns pesquisadores (e. g. Marshak & Alkmim 1989, Uhlein et al. 1995), baseados frequentemente, na aparente concordância estrutural do Supergrupo Espinhaço (SgE) e aqueles dos grupos Macaúbas (GrM) e Bambuí em alguns locais da borda ocidental da SdEM, defendem uma deformação monocíclica no final do Neoproterozóico (Ciclo Brasiliano), sem levar em consideração características dos outros atributos.

Um forte argumento positivo é aquele fornecido pelas rochas metabásicas da Suite Pedro Lessa (Knauer 1990) através de suas relações com as sequências do SgE e do GrM, já que essas metabásicas cortam unidades do SgE já dobradas, cisalhadas e/ou falhadas (e.g. Pflug & Renger 1973, Almeida Abreu 1993, Hagedorn, in prep.). É interessante ressaltar ainda que as metabásicas, que revelaram idade de 906 ± 2 Ma. (Machado et al. 1989), exibem ainda textura ofítica e não aparecem como seixos nas rochas glaciogênicas do GrM e mesmo cortam localmente estas rochas (Fig. 1c, cf. Almeida Abreu et al., neste Simpósio).

As relações estratigráficas regionais são, também, tão expressivas quanto as relações das metabásicas no sentido de indicar a OMP, ou seja, duas ou mais formações do SgE são simultaneamente recobertas por rochas glaciogênicas (ou pré-glaciais) do GrM em segmentos da borda ocidental (regiões de Curimataí - Fig. 2 - Pflug & Schöll 1974, Santa Bárbara Fig. 3 - Köster 1984 e barragem do Paraúna - Kalt 1991, neste último local recobrindo também falhas de empurrão envolvendo apenas unidades do SgE, - Fig. 5) e nordeste da SdEM (região de Domingas Fig. 4 - Almeida Abreu et al. neste Simpósio).

Sabe-se que uma pilha (meta)sedimentar é composta por inúmeros planos estratigráficos horizontais e/ou subhori-zontais e tais planos, se recobertos por outra superficie planar que os intercepte diagonal ou tranversalmente num mesmo nivel topográfico, significa - segundo os conceitos da geometria descritiva - que os mesmos foram rotacionados (basculados) previamente e projetados sobre uma superficie plana (ou seja, erodidos segundo uma superficie de aplainamento). Neste particular, em seção ao longo da borda ocidental, ao longo da borda NE e em seção transversal - de W para E - no norte da SdEM (Fig. 2, 3, 4, 5, 6), observa-se que diferentes formações do SgE são recobertas por rochas de unidade estratigráfica semelhante (metatilitos do GrM) na mesma superfície de aplainamento, ou seja, aproximadamente na cota de 1.000 m. Como no E da SdEM a unidade recoberta é a Formação Sopa-Brumadinho e no W a Formação Corrego Pereira (inclusive), visualiza-se que as duas formações referidas - embora à distância - foram justapostas após a remoção de, no mínimo, 3 mil m de rochas por atividade erosiva ainda no Mesoproterozóico pois os metatilitos são provavelmente mais velhos do que 906 ± 2 Ma..

A expressão orográfica da SdEM no Mesoproterozóico é também ressaltada pela franja de metatilitos que a bordeja, caracterizando bem uma glaciação de montanhas, a qual é, presentemente, melhor entendida com os resultados de paleomagnetismo do Cráton do São Francisco obtidos por D'Agrella F° et al. (1990), que advogam a passagem desse cráton através de altas paleolatitudes (40° - 65° N) em cerca de 1.050 Ma..

Não menos expressivo na caracterização da OMP, assim como da orografia da SdEM no Mesoproterozóico, são os sedimentos pré-glaciais de ambientes fluvial e/ou lacustres que ocupam pequenas bacias que bordejam descontinuamente este orógeno (Almeida Abreu 1993, Almeida Abreu et al. neste Simpósio) representando, portanto, depósitos do tipo molassa (Renger 1970, Pflug & Renger 1973).

Dentre outros, pode-se, por fim, ressaltar as notáveis diferenças do padrão estrutural das unidades do SgE em relação às do GrM. Na Serra do Cipó, o padrão estrutural do SgE é marcado por dobras apertadas a isoclinais, intrafoliais, ressaltando "dobras a" (às vezes em bainha), de dimensões microscópicas a kilométricas, enquanto unidades litológicas semelhantes (quartzitos) do GrM mostram padrão estrutural bem mais simples, revelando apenas uma xistosidade (clivagem) de alto ângulo e restrita ao domínio de contato com a SdEM (Fig. 6, cf. Hagedorn, in prep.).

Por outro lado, o contraforte representado pela SdEM - durante a reativação tectônica brasiliana - para as unidades do GrM empilhadas no nordeste dessa serra é bem definido pela clivagem de crenulação de direção meridiana a NE - SW com mergulhos para W a NW, assim como pelo *trend* das dobras e foliação associada que, por sua vez, é distinto do *trend* estrutural do SgE da região central e norte da SdEM (Almeida Abreu 1993, Almeida Abreu et al., neste Simpósio).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA-ABREU, P.A. (1993) - A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. , 150 p. Tese Doutorado, Univ. Freiburg.

ALMEIDA-ABREU, P.A.; RENGER, F.E.; LINDENBERG, S.F.; LANNA-SILVA, M de F. & GÓES, H. (1997) - A Bacia Macaúbas no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. (neste Simpósio).

D'AGRELLA-FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T. C. & RENNE, P. R. (1990) - Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neo-Proterozoic rocks in central-eastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **80**: 255 - 265.

HAGEDORN, M. (in prep.) - Geologia da Quadrícula Cardeal Mota, borda SW da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Trabalho de Diploma, Univ. Freiburg.

KALT, H. (1991) - Untersuchungen zur Schertektonik in der südlichen Serra do Espinhaço und im angrenzenden Teil des São Francisco Beckens, Minas Gerais, Brasilien. 118 p. Tese Doutorado, Univ. Freiburg,

KÖSTER, J. (1984) - Geologie der nördwestlichen Serra Mineira sudöstlich von Buenópolis (Proterozoikum, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). 85 p. Trabalho de Diploma, Univ. Freiburg.

KNAUER, L.G. (1990) - Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. 298 p. Dissertação Mestrado, Univ. Campinas.

KNAUER, L.G. & EBERT, H.D. (1997) Estruturação tectônica da região de Diamatina, MG e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VI. Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, p. 56 - 58

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de; KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989) - Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Anais* 5. Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte. p. 171 - 174,

MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. (1989) - Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais. Brazil. *TECTONICS* **8**: 555 - 571

PFLUG, R. & RENGER, F. (1973) - Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. *Anais* XXVII. Congr. Bras. Geol. Aracajú. v. 2: 5 - 19,

PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. (1974) - Sedimentary structures of the Santa Rita Formation, Minas Supergroup, at Curimataí, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **46**: 127 - 131.

RENGER, F. (1970) - Fazies und Magmatismus der Minas Serie in der Südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Brasilien. *Geol. Rundsch.* **59**: 1253 - 1292.

RENGER, F.E. & KNAUER, L.G. (1995) Espinhaço - Quo vadis? (onde está? - Aonde vai?) - A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do espinhaçoMeridinola em Minas Geraisentre 1979 e 1995. *GEONOMOS* **3**: 31 - 39

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R. & EGYDIO-SILVA, M. (1995) Rifteamentos superpostos e tectônica de inverasão na borda sudeste do Craton do São Francisco. *GEONOMOS* **3**: 99 - 107.

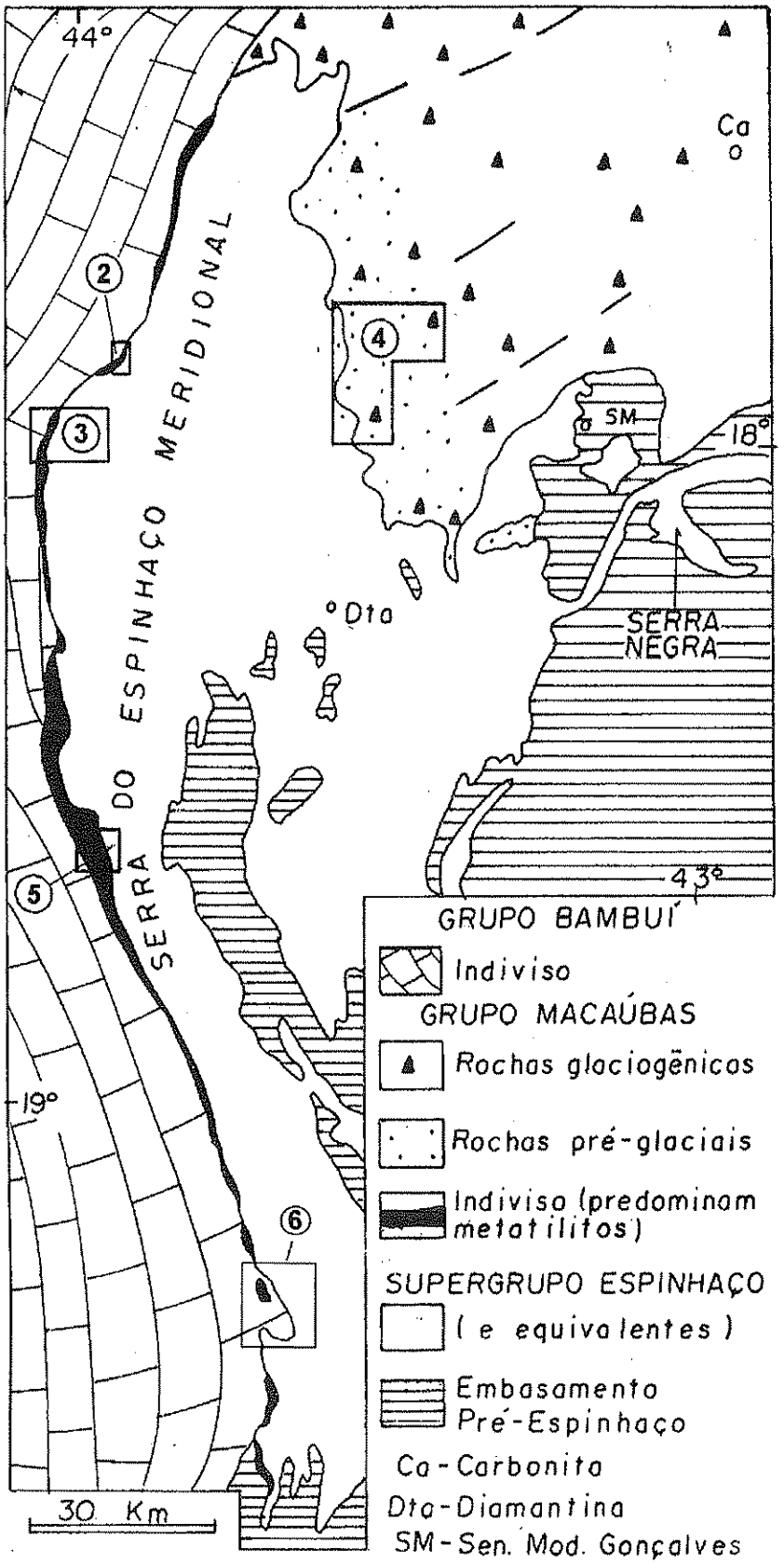


Fig. 1 A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) com localização das áreas de detalhe (Figuras 2 a 6).

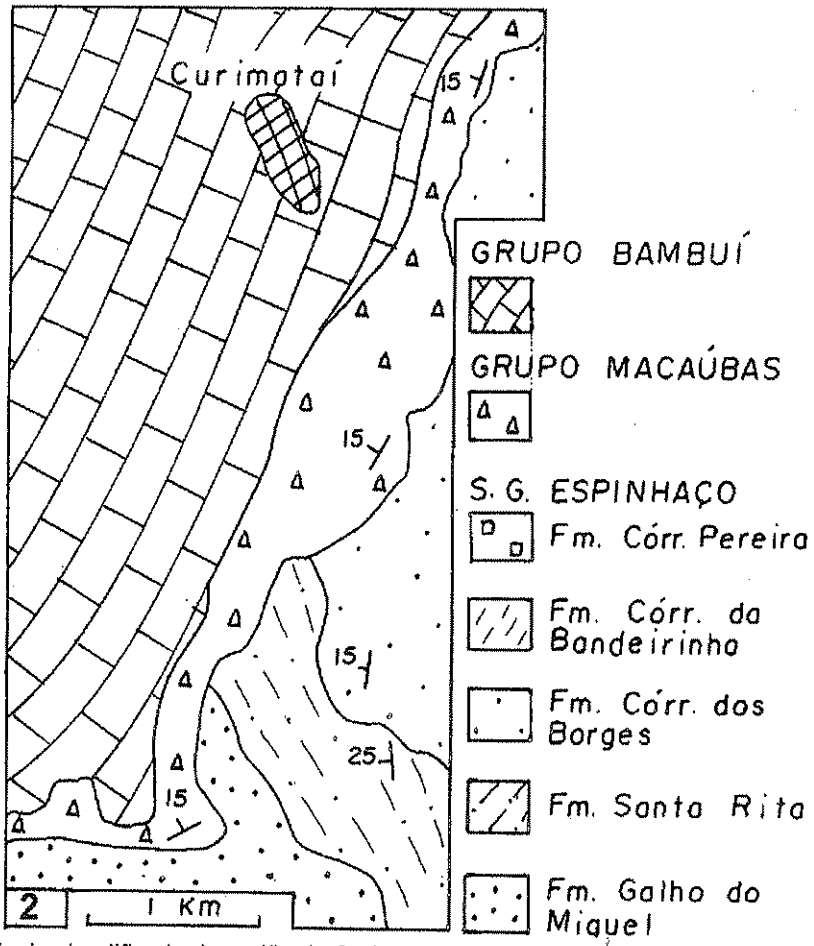


Fig. 2 Geologia simplificada da região de Curimataí segundo Pflug & Schöll 1974.

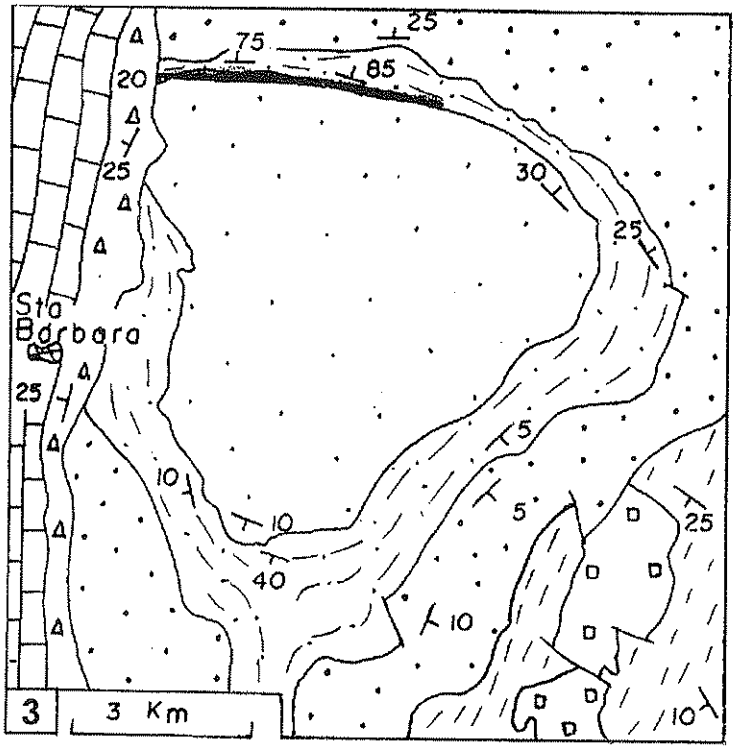


Fig. 3 Geologia simplificada da região de Santa Bárbara segundo Köster 1978.
(Legenda vide Fig.2)

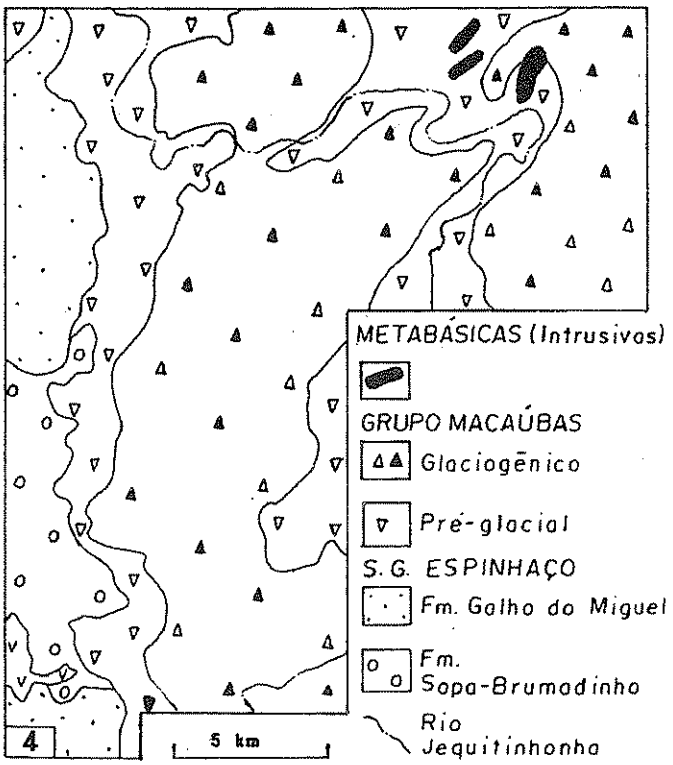


Fig. 4 Geologia simplificada da região de Domingas (Rio Jequitinhonha) segundo Almeida Abreu et al. 1997.

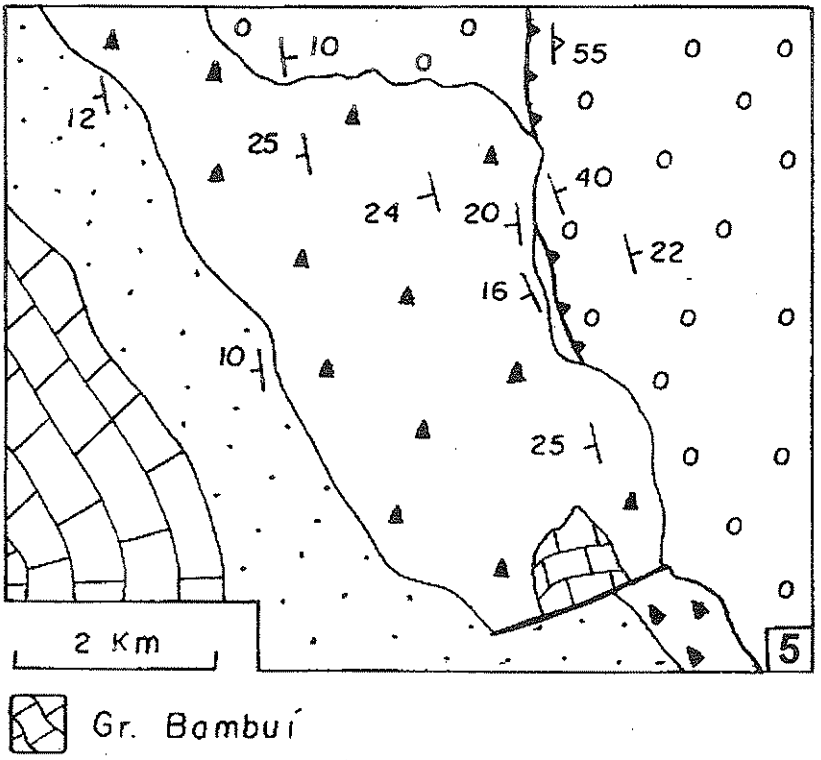


Fig. 5 Geologia simplificada da região da Barragem do Rio Paraúna segundo Kalt 1981.
(Legenda vide Fig.2)

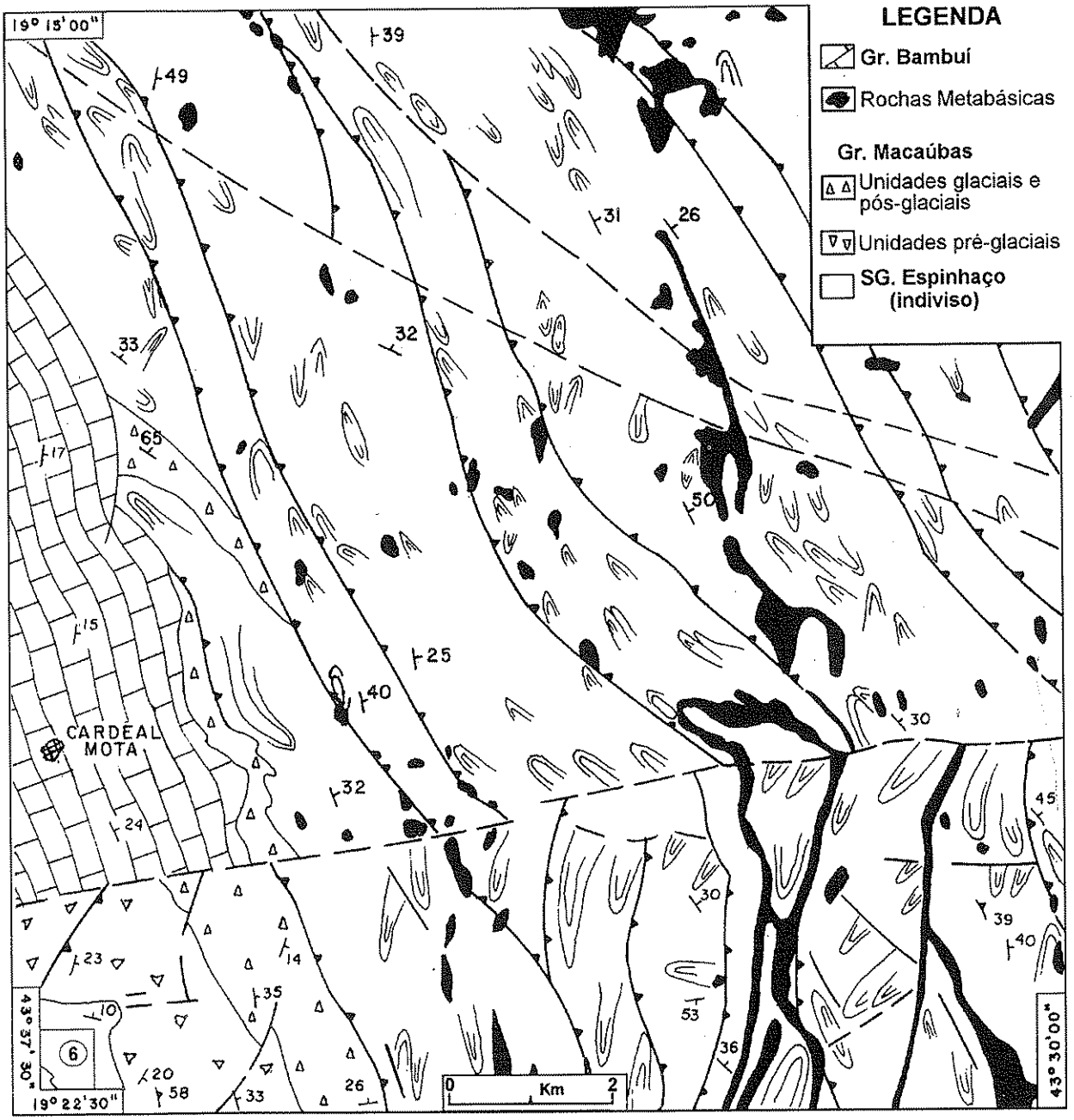


Fig. 6 Geologia simplificada da Quadricula Cardeal Mota (1:25.000) segundo Hagedorn (em preparação).

A PASSAGEM DO MESOPROTEROZÓICO PARA O NEOPROTEROZÓICO, NO CENTRO LESTE DO BRASIL E O ESTILO ESTRUTURAL ENVOLVIDO

SILVA, P. C. R.
PETROBRÁS E&P GEREX/GEINOF - RJ

Nos dados sísmicos de reflexão foram interpretadas duas grandes discordâncias separando três megasseqüências crustais: Megasseqüência do Proterozóico Superior, Megasseqüência do Proterozóico Médio e Megasseqüência Inferior.

Considerando-se como mesopro-terozóica, a seqüência siliciclástica do Supergrupo Espinhaço, aflorante na Serra do Cabral (MG), a Megasseqüência do Proterozóico Superior e o topo da Megasseqüência do Proterozóico Médio podem ser identificados com relativa segurança pela sísmica.

A Megasseqüência do Proterozóico Médio preserva algumas estratificações e uma série de reflexões fortes e coerentes que estão sendo interpretadas como zonas de transmissão de esforços (Zonas de falhas). Na região leste, nas vizinhanças da Serra da Água Fria, a base da megasseqüência não está bem caracterizada pelos dados sísmicos atuais e pode ser facilmente tomada como uma das múltiplas zonas de falhas do Cinturão Araçuaí, vergentes para oeste. Nas regiões central e oeste da bacia topo e base da megasseqüência podem ser marcados com segurança e suas isópacas indicam um desenvolvimento de leste para oeste, com as maiores espessuras do domínio do Cinturão Brasília. Neste mesmo domínio, a megasseqüência mesoproterozóica é afetada por falhas de empurrões vergentes para leste mas, fora dele, na área mais central, observam-se falhas normais que mantiveram-se parcialmente preservadas da Orogenia Brasiliana. Tal constatação permitiu interpretar que a passagem do Meso para o Neoproterozóico aconteceu sob um regime de esforços distensivos.

A Megasseqüência Inferior apresenta características sísmicas de rochas cristalinas e está sendo interpretada como cratônica de plataforma. Desta forma está se admitindo que o limite ocidental do Craton do São Francisco deve posicionar-se a oeste do Domo de Cristalina (GO).

Com base em sismoestratigrafia e em perfis de poços, a Megasseqüência do Proterozóico Superior foi dividida em duas seqüências, informalmente denominadas de Seqüência C e Seqüência D. O estilo estrutural que as envolve é a característica geológica mais marcante. Na assimilação dos esforços promovidos pelo tectonismo Brasiliano, foram desenvolvidos descolamentos que se propagaram por mais de cem quilômetros. O principal deles aconteceu próximo ao limite entre as seqüências C e D. Dos descolamentos sub-horizontais ramificam-se, divergentemente, falhas que emergem com altos mergulhos.

Só hoje, com a imagem dos dados sísmicos revelando a complexidade estrutural, pode-se ter uma idéia de quão fácil é equivocar-se na interpretação quando projeta-se para as seqüências inferiores, os mergulhos medidos em superfície.

A PASSAGEM DO MESOPROTEROZÓICO PARA O NEOPROTEROZÓICO NA REGIÃO SUL DE MINAS GERAIS

TROUW[1], RUDOLPH A.J.; RIBEIRO[2], ANDRÉ; PACIULLO[2], FABIO V.P.; & ANDREIS[2], RENATO R.

[1] *DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, IGEO/UFRJ, RIO DE JANEIRO*

[2] *BOLSISTAS DO CNPq*

As escassas datações radiométricas atualmente disponíveis, infelizmente, não permitem caracterizar em detalhe a passagem mencionada no título. No entanto, somadas ao conhecimento geológico atual permitem, tentativamente, situar na escala do tempo geológico uma sucessão de eventos deposicionais, ígneos e termo-tectônicos reconhecidos na região da Folha Barbacena (1:250.000), no sul de Minas Gerais. Nesta região, uma discordância principal, ora angular ora litológica, separa um embasamento arqueano/paleoproterozóico com granitóides de até 1,8 Ga, de sucessões supracrustais compostas, essencialmente, por metasse-dimentos. Este conjunto foi deformado e metamorfisado durante o evento termo-tectônico Brasiliano, entre 0,6 e 0,5 Ga. Assim, a evolução entre 1,8 e 0,6 Ga, esta registrada nas sucessões que se depositaram neste intervalo.

A identificação de discordâncias, tanto de primeira ordem como intraformacionais, permitiu ainda o reconhecimento e caracterização de sequências deposicionais e das bacias São João del Rei, mais antiga, Carandaí e Andrelândia.

BACIA SÃO JOÃO DEL REI (1,8 - 1,3 GA)

Uma descrição detalhada da evolução desta bacia intracontinental, considerada correlacionável à Bacia do Espinhaço (Ribeiro & Silva, 1996), encontra-se em Ribeiro (1997). As sucessões, predominantemente quartzíticas, alcançam cerca de 1000m de espessura e estão preservadas apenas nas serras do Lenheiro e São José, na área de São João del Rei. Com base na caracterização de discordâncias elas foram subdivididas em três sequências deposicionais, denominadas da base para o topo de Tiradentes, São José e Lenheiro, cada uma registrando um ciclo transgressivo-regressivo completo ou quase completo. A sedimentação das duas primeiras sequências e das sucessões basais da terceira aconteceu numa plataforma aberta onde dominavam correntes litorâneas dirigidas para NE, subparalelas a paleocosta local. Além disso, no setor basal da sequência Lenheiro aparecem também sucessões lagunares. As discordâncias intraformacionais que limitam estas sequências refletem oscilações do nível do mar, correlacionadas por Ribeiro & Silva (1996) a pulsos tectônicos na Bacia do Espinhaço. Já a parte superior da sequência Lenheiro mostra a continentalização da bacia, resultada da inversão de relevo e levantamento das sucessões basais e do próprio embasamento, devido a rifteamento. Este processo deu origem ao graben Prados, que corresponde a parte funda de uma nova bacia, a Bacia Carandaí. Este evento distensivo, que provocou falhamentos normais e basculamento de blocos, foi acompanhado pela intrusão de diques básicos e intermediários, de tendência alcalina.

A BACIA CARANDAÍ (1,3 - 1,0 GA)

Esta bacia se formou em duas etapas, uma fase rifte inicial e outra, posterior, de bacia intracratônica pós-rifte (Ribeiro et al., 1995; Ribeiro, 1997). Na primeira se depositaram, no graben Prados, uma sub-bacia de orientação NE-SW subparalela a bacia São João del Rei, sucessões de turbiditos pelíticos e debritos de borda de bacia (associação Prados). Já na fase pós-rifte se estabeleceu uma plataforma pelito-carbonática (associações Barroso e Macaia), que mostra a expansão de um mar raso e de águas quentes sobre a antiga depressão e sobre o embasamento ao redor. Esta fase possivelmente corresponde à formação da sub-bacia Conselheiro Mata na região de Diamantina (Ribeiro & Silva, 1996).

A BACIA ANDRELÂNDIA (1,0 - 0,6 GA)

A evolução desta bacia foi alvo de estudos pormenorizados de Paciullo et al. (1993) e Paciullo (1997; vide também Ribeiro et al., 1995). Trata-se de uma bacia de margem passiva, com borda NW-SE, produzida por um novo soerguimento que resultou numa pendente regional do embasamento para SW. Foram reconhecidas seis associações de litofacies. Após a deposição das sucessões mistas basais, que contêm detritos oriundos da desnudação do embasamento (paragnaisses da associação 1), seguiu-se um rifteamento incipiente, acompanhado de magmatismo básico continental (ortoanfibolitos), que facilitou a invasão marinha na bacia. Este processo está representado por um trato de sistema transgressivo, caracterizado por parasequências retrogradacionais (paragnaisses, quartzitos e xistos da associação 2) e pelo empilhamento de parasequências agradacionais que formaram uma rampa quartzítica (associação 3). Culminou com a inundação da rampa quartzítica e deposição de pelitos em duas etapas, separadas por breves oscilações do mar (quartzitos e xistos da associação 4). Em seguida, ocorreu um período de mar baixo, vinculado à glaciação continental (Rifeana ?), com formação de turbiditos pelíticos (biotita-xistos basais da associação 5). A subida glacio-eustática do mar promoveu nova sedimentação pelítica (biotita xistos do topo da associação 5). A associação 6 corresponde a deposição pelítica constante no fundo da bacia, durante o tempo da sedimentação das associações 2, 3, 4 e 5 nas partes mais proximais.

Esta sedimentação foi, esporadicamente, interrompida por fluxos turbidíticos diluidos, por derrames de lava e precipitados químicos associados. As litofacies da associação 6 podem ser interpretadas como transicionais para um ambiente de fundo oceânico.

A IDADE DE FORMAÇÃO DAS BACIAS

A idade dos diques que cortam as sequências da Bacia São João del Rei, marco importante na separação entre esta e a Bacia Carandaí, infelizmente ainda encontra-se mal definida. Quatro amostras foram analisadas com o método Sm-Nd em rocha total, resultando nas seguintes idades modelo (Tdm): 1323, 1396, 1506 e 1818 Ma. As análises não definem uma isócrona e são de difícil interpretação. Como o magma parental dos diques pode ter sido contaminado por componentes crustais (embasamento), consideramos o valor de 1,3 Ga, como o mais provável para a intrusão dos diques. Esta idade corresponde ao que tem sido chamado na literatura (e.g. Almeida & Hasui, 1984) de evento termo-tectônico Uruaçuano. Isto significaria que este evento na região foi apenas distensivo e corresponde a formação da Bacia Carandaí (graben Prados).

Uma outra idade radiométrica em torno de 1,3 Ga foi reportada por Campos Neto et al. (1990). Trata-se de uma isócrona Rb-Sr de 1397 ± 84 Ma, de boa qualidade, obtida no Granito-Gnaisse Taguar (área de Ouro Fino), interpretado como um corpo Uruaçuano, intrusivo nas sucessões da Bacia Andrelândia. No entanto, Ribeiro et al. (1995) consideram que este corpo pode estar tectonicamente intercalado nas sucessões desta bacia e integrar o seu embasamento. A tendência alcalina deste granito favorece a correlação com os diques desta mesma idade, vinculados a abertura da Bacia Carandaí.

A transição da bacia intracratônica Carandaí para a Bacia Andrelândia, uma margem passiva de orientação NW-SE, ortogonal a bacia anterior, representa de fato a transição do Meso para o Neoproterozóico na região. Infelizmente, é uma transição da qual pouco se sabe. No campo se manifesta como uma aparente paraconformidade que não aflora bem, ou se encontra perturbada por falhas de empurrão. A suposta idade de 1,0 Ga basea-se, principalmente, na correlação com a evolução na Bacia do Espinhaço (Ribeiro & Silva, 1996) e com a evolução mundial que envolve a aglutinação e posterior fragmentação do supercontinente Rodínia (e.g. Unrug, 1996). Em termos de datações radiométricas dispomos apenas de sete idades modelo Sm-Nd de amostras de ortoanfibolitos, provavelmente, antigos diques, soleiras e derrames, intercalados nas sucessões da Bacia Andrelândia. Os valores Tdm são os seguintes: 1054, 1184, 1665, 1676, 1721, 1756 e 2163 Ma. Seguindo o mesmo raciocínio utilizado para a interpretação dos diques intrusivos nas sucessões da Bacia São João del Rei, concluímos que as duas primeiras idades devem estar mais próximas da idade do magmatismo/sedimentação e que as outras idades representam idades mistas, devido a contaminação pelo embasamento. Esta interpretação é reforçada por uma outra idade modelo Sm-Nd, de ~1,6 Ga, obtida num metassedimento pelítico da Bacia Andrelândia (Brito Neves, comunicação verbal). O valor de 1,6 Ga é interpretado como a média das idades da área fonte. Como sabemos que parte da área fonte destes sedimentos é constituída pelo embasamento de idade superior a 1,8 Ga, deve ter havido ao menos um outro componente juvenil de idade mais nova que 1,6 Ga. As rochas de tendência alcalina de 1,3 Ga e rochas ígneas da própria Bacia Andrelândia, em parte retrabalhadas, são possíveis candidatos. Conclui-se que as sucessões da Bacia Andrelândia devem ser mais novas que 1,0 Ga, embora a maioria das idades mencionadas acima situam-se em torno de 1,7 Ga. Se a deposição tivesse acontecido por volta de 1, 7 Ga, a idade média da área fonte teria que ser mais velha.

Finalmente, o conjunto supracrustal e seu embasamento foi afetado pelo termo-tectonismo Brasiliano, com o auge do metamorfismo inicial ao redor de 0,6 Ga, idade obtida pelo metodo Sm-Nd, granada versus rocha total (Trouw & Pankhurst 1993). Detalhes deste termo-tectonismo encontram-se descritos em Ribeiro et al. (1995) e Paciullo (1997).

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (1984) O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: *O Precambriano do Brasil*, p.1-5. Ed. Edgar Blücher, São Paulo, 378 p.

CAMPOS NETO, M. da C.; PERROTTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G. (1990). A porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande. In: CONGR. BRAS. GEOL. 36, v.6: 2615-2630.

PACIULLO, F.V.P.(1997). A Sequência Deposicional Andrelândia. (Tese de doutorado. IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro).

PACIULLO, F.V.P; RIBEIRO, A; ANDREIS, R.R. (1993). Reconstrução de Bacia Fragmentada: o caso do Ciclo Deposicional Andrelândia. In: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO 2; Salvador, p. 224-226.

RIBEIRO, A. (1997) Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares proterozóicas das Serras do Lenheiro e São José, São João del Rei, sul de Minas Gerais. (Tese de doutorado. IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro).

RIBEIRO, A. & SILVA, R.R. (1996). Possíveis correlações entre bacias proterozóicas a sul e sudeste do Cráton do São Francisco, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL. 39, v.6: 11-13.

RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.J.; ANDREIS, R.R; PACIULLO, F.V.P; VALENÇA, J.G. (1995). Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasiliano na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* **25** (4): 235-248.

SÖLLNER, F.; TROUW, R.A.J. (1997). The Andrelândia Depositional Cycle (Minas Gerais/Brazil), a Post-Transamozonic Sequence South of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journ. South Am. Earth Sc.* v.**10** (1): 21-28.

TROUW, R.A.J ; PANKHURST, R.J. (1993). Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, MG. In: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO 2; Salvador, p. 260-262.

UNRUG, R. (1996). The assembly of Gondwanaland. *Episodes* v.**19** (1,2): 11-20.

A BACIA MACAÚBAS NO NORDESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS

ALMEIDA-ABREU[1], P. A.; RENGER[2], F. E.; LINDENBERG[3], S. F.; SILVA[4], M. de F. LANNA- & GÓES[5] H.

[1]IGC/CGE/UFMG; [2]IGC/CPMTC/UFMG;[3]IGC/UFMG; [4]DEGEO/EM/UFOP

O nordeste da Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é bordejado por uma estreita faixa de rochas metassedimentares de origem fluvial e lacustre (Fig. 1 e 2), recobertas discordantemente pelas unidades de origem glacial correlacionáveis à Formação Jequitaí e demais unidades glaciogênicas do Grupo Macaúbas.

As unidades de origem flúvio-lacustre estendem-se por cerca de 60 km de S para N até a região de Mendanha (Fig. 1), onde infletem para leste e alongam-se por cerca de 25 km neste sentido, sempre bordejando a SdEM e ocupando uma faixa de largura não superior a 16 km.

A unidade basal (Formação Duas Barras) é composta essencialmente por metarenitos de granulometria média a grossa, puros ou micáceos (raramente com algum feldspato), com intercalações eventuais de metaconglomerados de espessuras dm a m, matriz-suportados, com clastos de 1 a 3 cm, arredondados a subangulosos, de quartzo leitoso, e mais raramente, de quartzitos. Os metarenitos são ricos em estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de espessuras dm (raramente sub-métricas), embora laminações plano-paralelas em níveis cm a dm (e mesmo pacotes sub-métricos) sejam muito comuns e as vezes predominantes. Pavimentos com marcas onduladas assimétricas aparecem eventualmente.

A Formação Domingas aflora apenas e descontinuamente ao longo da calha do Rio Jequitinhonha e é composta por metapelitos finamente laminados com intercalações mm a cm de metassiltitos, as vezes com camadas de metamargas de espessuras de até alguns metros. Um pacote de dolomito (estromatolítico) com poucas centenas de metros de extensão e de espessura superior a 10 m foi observado na base desta formação. Schöll (1976) descreveu estes estromatólitos como *conophyton metula* atribuindo idade de 1350 a 900 Ma. Este autor descreveu mais dois pequenos afloramentos de dolomitos na região de Água Santa (margem direita do Rio Jequitinhonha), 27 km ao norte de Mendanha.

A unidade de topo do Grupo Macaúbas na região é representada por litologias de origem glacial (formações Serra do Catuni e Chapada Acauã no sentido do Projeto Espinhaço - Fls. Diamantina, Curimataí, Carbonita e Rio Vermelho), correlacionável, pelo menos em parte, à Formação Jequitaí de Isotta et al. (1969). Esta unidade é composta principalmente por metapelitos (ritmitos) com intercalações mm a cm de metasiltitos, frequentemente com seixos caídos predominantemente de dimensões cm, porém com até 50 - 60 cm de diâmetro. Os seixos mostram-se subangulosos a bem arredondados e são de quartzitos (raramente exibindo dobras), granitóides, rocha carbonática, quartzo leitoso e filitos (mostrando foliação discordante em relação à foliação dos metapelitos). Pacotes de metatilitos são frequentes e exibem extensões de poucas a algumas centenas de metros e espessuras de vários metros a poucas dezenas de metros. As unidades glaciogênicas, além de mostrarem-se discordantes (discordância erosiva - as vezes profunda - da ordem de vários metros) com as unidades subjacentes, estendem-se para regiões distantes (até 60 km) da SdEM (Fig. 1), embora os metatilitos estejam restritos a domínios proximais em relação ao Orógeno Espinhaço.

Todas as unidades descritas são cortadas por rochas metabásicas (Fig. 2) de petrografia e metamorfismo semelhantes às rochas metabásicas da Suíte Pedro Lessa (Knauer1990), que revelaram idade de 906 ± 2 M.a. (Machado et al. 1989).

Com base nas informações descritas acima, nos dados de paleocorrentes (estratificações cruzadas da Formação Duas Barras - Fig. 3), assim como no padrão estrutural das unidades do Grupo Macaúbas, pode-se concluir o seguinte:

1) A Formação Duas Barras, de ambiente fluvial *braided*, depositou-se em estreita calha sedimentar sob condições climáticas quentes e úmidas e com alimentação de sedimentos oriundos de áreas a W e S, alternadamente, conforme definido pelas paleocorrentes.

2) A calha fluvial evoluiu para uma bacia lacustre devido a forte subsidência em consequência do aporte dos sedimentos fluviais e/ou devido ao rebaixamento da topografia nas áreas fontes.

3) A distribuição geográfica da bacia que recebeu os sedimentos das formações Duas Barras e Domingas (ou seja, bordejando a SdEM - Fig. 1), os ambientes sedimentares instalados nesta calha, assim como a influência das áreas fontes na alternância dos fluxos (Fig. 3), indicam que a mesma constituiu uma bacia do tipo *foreland e*, sendo assim os sedimentos das referidas formações representam a *molassa* do Orógeno Espinhaço (cf. Almeida Abreu 1993).

4) A sedimentação glacial registrada pela Formação Serra do Catuni (e equivalentes) não é relacionável às bacias flexurais externas do Orógeno Espinhaço, conforme demonstrado pelo seu contrastante ambiente paleoclimático em relação aos ambientes das duas formações pré-glaciais, assim como pela extensa distribuição geográfica das unidades glaciogênicas (Fig. 1).

5) Todas as unidades do Grupo Macaúbas da região são de idade mesoproterozóica, considerando que são cortadas por rochas metabásicas da Suite Pedro Lessa, que as unidades glaciogênicas mostram seixos de rochas já deformadas e metamorfisadas oriundas de unidades

do Supergrupo Espinhaço, assim como os dados de paleomagnetismo obtidos por D'Agrella Filho et al. (1990) que advogam a passagem do Cráton do São Francisco em paleolatitudes tão altas como 60° N em 1050 M.a..

6) A deformação de idade brasiliana imposta às unidades do Grupo Macaúbas gerou padrão estrutural peculiar nestas em relação ao padrão do Supergrupo Espinhaço, seja nos *trends* e tipos de estruturas, seja no estilo, especialmente a clivagem de crenulação de orientação NE - SW com mergulhos fortes para NW, que evidencia a SdEM como um pronunciado contraforte durante a reativação tectônica Brasiliana que deformou as unidades do Grupo Macaúbas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA ABREU, P A. (1993) - *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil.* 150 p. (Tese Doutor., Univ. Freiburg).

D'AGRELLA FILHO, M. S.; PACCA, I. G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T. C. & RENNE, P. R. (1990) - Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neo-Proterozoic rocks in central eastern Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclim. Palaeoec.*, **80**: 255 - 265.

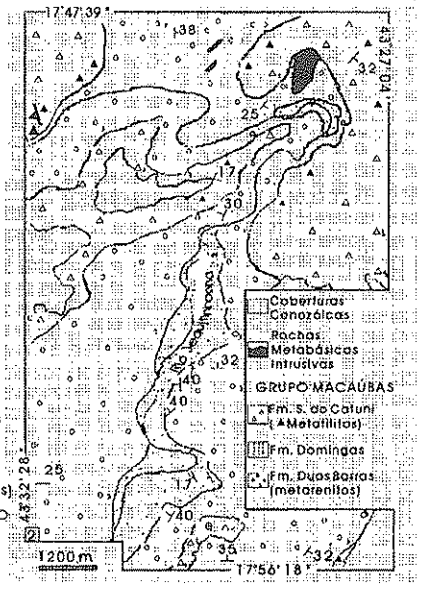
ISOTTA, C.; ROCHA-CAMPOS, A. J. & YOSHIDA, R. (1969) - Striated pavement of the Upper Pre-Cambrian glaciation in Brazil. *Nature*, **222**: 466 - 468.

KNAUER, L. G. (1990) - *Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada.* 298 p. (Dissert. Mestrado, Univ. Campinas).

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R. DE; KNAUER, L. G. & ALMEIDA-ABREU, P. A. (1989) Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Anais 5° Simp. Geol. Minas Gerais, SGB - MG Bol. 10: 171 - 174.

PROJETO ESPINHAÇO (1996) - Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG) / UFMG, mapas geológicos escala de 1:100.000, Fls. SE 23 Z A III; SE 23 Z B I; SE 23 X C VI; SE 23 X D IV, Belo Horizonte.

SCHÖLL, W. U. (1976) - Estomatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Anais 29° Congr. Bras. Geol., v. 2: 67 - 74, Ouro Preto.



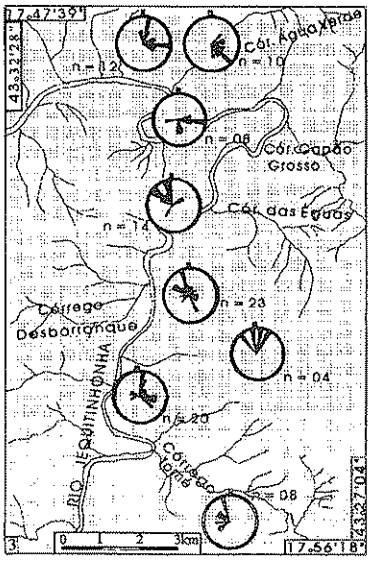


Fig. 1 - Localização da área abordada no Contexto da SdEM.
Ca - Carbonita
Dia - Diamatina
Me - Mendanha
SM - Sen. Mod. Gonçalves

Fig. 2 - Mapa Geológico da região de Domingas.

Fig. 3 - Paleocorrentes obtidas em Estratificações Cruzadas da Formação Duas Barras na Área da fig.2

SEDIMENTOLOGIA, RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E SIGNIFICADO GEOLÓGICO DOS DEPÓSITOS DE ROCHAS RUDÁCEAS DA UNIDADE JOÃO DIAS, NA BORDA OESTE DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL (BAHIA)

DANDERFER[1], ANDRÉ; DARDENNE[2], MARCEL A.
[1] *DEGEO/EM/UFOP; PÓS-GRADUAÇÃO IG/UNB*
[2] *IG/UNB*
**Apoio: Fapemig Processo nºCEX-864/96*

INTRODUÇÃO

As rochas rudáceas da unidade João Dias, cartografadas pelo Projeto Santo Onofre (Moutinho da Costa & Silva, 1980), afloram ao longo da borda ocidental do Espinhaço Setentrional, limitadas a oeste por rochas cristalinas do Bloco de Guanambi-Correntina, região central do Estado da Bahia (fig. 1); algumas das ocorrências foram descritas anteriormente por Moraes Rego (1926) e Beurlen (1970). Em geral os depósitos materializam-se em faixas estreitas, descontínuas e morfologicamente positivas, favorecidas pela maior resistência à erosão; alcançam quase sempre espessuras superiores a 100m. As interpretações concernentes a essas rochas são questões ainda em aberto, tanto com relação à natureza (sedimentar ou tectônica?) como à posição estratigráfica, obscurecendo a sua importância e o seu significado geológico real na evolução do Sg. Espinhaço no interior do Cráton do São Francisco.

Schobbenhaus (1993) esboça a evolução da parte superior do Sg. Espinhaço colocando a unidade João Dias na base do G. Santo Onofre, por ele redefinido, inteirada ainda, seqüencialmente, pelas unidades siliciclásticas Garapa, Boqueirão e Santo Onofre (*sensu stricto*; Moutinho da Costa & Silva, 1980). Esse autor interpreta a pilha sedimentar desse grupo como o registro do preenchimento de uma bacia rifte, desenvolvida nos primórdios do Neoproterozóico, e a correlaciona em extensão com a sedimentação do G. Macaúbas em Minas Gerais. Investigações preliminares fornecem novas evidências para esclarecer melhor a gênese e as relações estratigráficas dos depósitos de rochas rudáceas João Dias com as unidades do G. Santo Onofre, permitindo assim ampliar o conhecimento sobre a evolução geológica do Sg. Espinhaço no segmento estudado.

CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS

As rochas da unidade João Dias são essencialmente de natureza sedimentar, embora os efeitos de deformação penetrativa produzidos posteriormente levem a pensar, como suposto por Moutinho da Costa & Silva (1980), que elas também tenham sido geradas por processos tectônicos (cataclase). Em geral os depósitos são formados por conglomerados policompostos clasto-suportados, à base de fragmentos bem angulosos (brechas), com dimensões que variam entre seixos e matacões, algumas vezes com megablocos métricos presentes; certas porções exibem o domínio de matriz. O arcabouço interno dos depósitos é completamente desorganizado, sem acamamento ou estratificação visível, e nele predominam clastos de rocha do embasamento cristalino (gnaisses e granitóides diversos). Digno de nota são os fragmentos de quartzito e dolomito com aspecto litológico similar ao de rochas visualizadas em algumas das unidades superiores do Sg. Espinhaço (p. ex., unidade Garapa). A pouca matriz presente revela uma natureza claramente sedimentar, sem exibir qualquer feição relacionada com processos de cataclase; apresenta a mesma composição da rocha, com selecionamento e maturidade textural bastante baixos; alguns seixos dispersos exibem certo grau de arredondamento.

Determinados blocos exibem efeitos deformativos, como cataclase ou milonitização, que remontam histórias anteriores à origem das brechas; além de não se propagarem para a matriz, as feições resultantes mostram orientações distintas de clasto para clasto. Em outros casos, observam-se fraturas confinadas aos fragmentos, com orientações similares em uma mesma exposição; em tais situações, refletem apenas um contraste de ductibilidade durante a deformação da rocha. Algumas fendas de tração preenchidas pela matriz envolvente parecem estar associadas a esse processo. Provavelmente as observações acima devem ter influenciado autores anteriores a interpretar as brechas João Dias, como originadas por processos tectônicos.

POSIÇÃO E RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

No segmento investigado, os ruditos foram posicionados anteriormente como depósitos basais do G. Santo Onofre, abaixo da unidade Garapa, porém os levantamentos aqui efetuados mostram que eles são claramente mais novos que essa unidade. Além disso, a unidade Garapa é constituída essencialmente por depósitos marinhos de plataforma siliciclástica e não revela qualquer relação genética ou de contemporaneidade com as brechas João Dias. Inclusive os seus fragmentos encontrados no arcabouço sedimentar dos ruditos atestam a precedência dessa formação. Por outro lado, nos depósitos adjacentes à serra do Espinhaço, verificam-se mudanças laterais de fácies, através de uma

gradação das rochas rudáceas para litofácies da unidade Boqueirão. Nesses casos, a gradação é feita através de aumento de areia na matriz e pela organização da pilha sedimentar em camadas de conglomerado alternadas com camadas de arenito grosso a microconglomerático que exibem estruturas de fluxo, sugerindo deposição por correntes de turbidez de alta densidade (turbiditos grossos). Em outros casos, os ruditos se associam com ritmitos pelito-arenosos da unidade Santo Onofre (*sensu stricto*), os quais mostram terem sido depositados por correntes de turbidez de baixa densidade (turbiditos finos).

Por questões de espaço, a descrição e a caracterização dos depósitos turbidíticos das unidades Boqueirão e Santo Onofre serão apresentados oportunamente, entretanto os autores aqui esclarecem que existe uma nítida relação de contemporaneidade entre suas rochas e as brechas sedimentares da unidade João Dias; são freqüentes as interdigitações observadas entre as litofácies de tais unidades.

CONCLUSÃO

A origem das rochas rudáceas estudadas é interpretada como vinculada a um complexo fanglomerático, associado a uma escarpa de falha de direção NNW-SSE, instalada ao longo da porção oeste da serra do Espinhaço; segundo os dados disponíveis, movimentos normais-destrais prevaleceram ao longo dessa falha. Nesse sentido, o Bloco de Guanambi-Correntina foi soerguido em relação ao Espinhaço Setentrional, permanecendo como uma área-fonte muito influente no decorrer do preenchimento sedimentar de uma bacia, inclusive com canibalismo de unidades mais antigas da Bacia Espinhaço (*lato sensu*). As características presentes nos depósitos sugerem a atuação de processos gravitacionais para a sua formação, tal como queda de blocos e fluxo de detritos, em parte subaéreos, em parte subaquosos, constituindo praticamente depósitos de tálus da referida zona de falha. À medida em que se associam com os sistemas turbidíticos Boqueirão e Santo Onofre, onde dominam deposições por fluxos gravitacionais em meio subaquoso, interpreta-se a presença de um ambiente lacustrino ou marinho restrito adjacente à escarpa de falha.

O episódio registra o último evento formador de bacia na região e, nesse caso, os sistemas turbidíticos Boqueirão e Santo Onofre (*stricto sensu*), vinculados a essa evolução, seriam controlados dominantemente por processos tectônicos e, não, apenas por variações do nível do mar, de caráter eustático, como postulado antes por Dominguez (1992). Embora não se disponha de dados diretos sobre o tempo do episódio tectonossedimentar aqui descrito, sugere-se que ele tenha ocorrido nos períodos iniciais do Neoproterozóico, entre 1000 e 750Ma, endossando, em parte, as hipóteses sugeridas por Schobbenhaus (1993). Esse autor postula a formação de um rifte - o rifte Santo Onofre - que corresponderia a uma extensão do rifte Macaúbas, implantado ao longo e nas adjacências dos prolongamentos central e meridional da serra do Espinhaço, no estado de Minas Gerais. Para ele, o eixo principal de rifteamento estaria situado ao longo da falha de Santo Onofre, entretanto as investigações aqui expostas mostram que a borda de falha principal dessa bacia estaria localizada mais a oeste, pelo menos no domínio fisiográfico estudado (fig. 01). Provavelmente ambos os riftes marcariam um novo e importante episódio tafrogênico, cujo processo geodinâmico não teria qualquer relação de afinidade com aquele que causou a abertura do rifte Espinhaço no final do Paleoproterozóico (± 1.750Ma.). De forma diversa, a correlação com o G. Macaúbas pode ser feita apenas em tempo, visto os seus depósitos apresentarem gênese associada a uma glaciação, processo este não observado nas sucessões litofaciológicas investigadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEURLEN, H. 1970. Geologia da Folha Paratinga - Bahia. Recife, SUDENE/DRN/Div.Geol. 49p. (Série Geologia Regional 12).

DOMINGUEZ, J. M. L. 1992. Estratigrafia de seqüências aplicada a terrenos pré-cambrianos: exemplos para o Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4):422-436.

MORAES REGO, L. F. 1926. *Reconhecimento geológico da parte occidental do Estado da Bahia.* Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Indústria e Commercio, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, boletim nº17. p. 33-54.

MOUTINHO DA COSTA, L. A. & SILVA, W. G. da. 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico.* Rio de Janeiro, TRISERVICE, convênio DNPM/CPRM. 21v., v.1. (Relatório Final).

SCHOBBENHAUS, C. 1993. *O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste:* uma revisão. Freiburg. 166p. (Dissertação de Doutorado, Universidade de Freiburg).

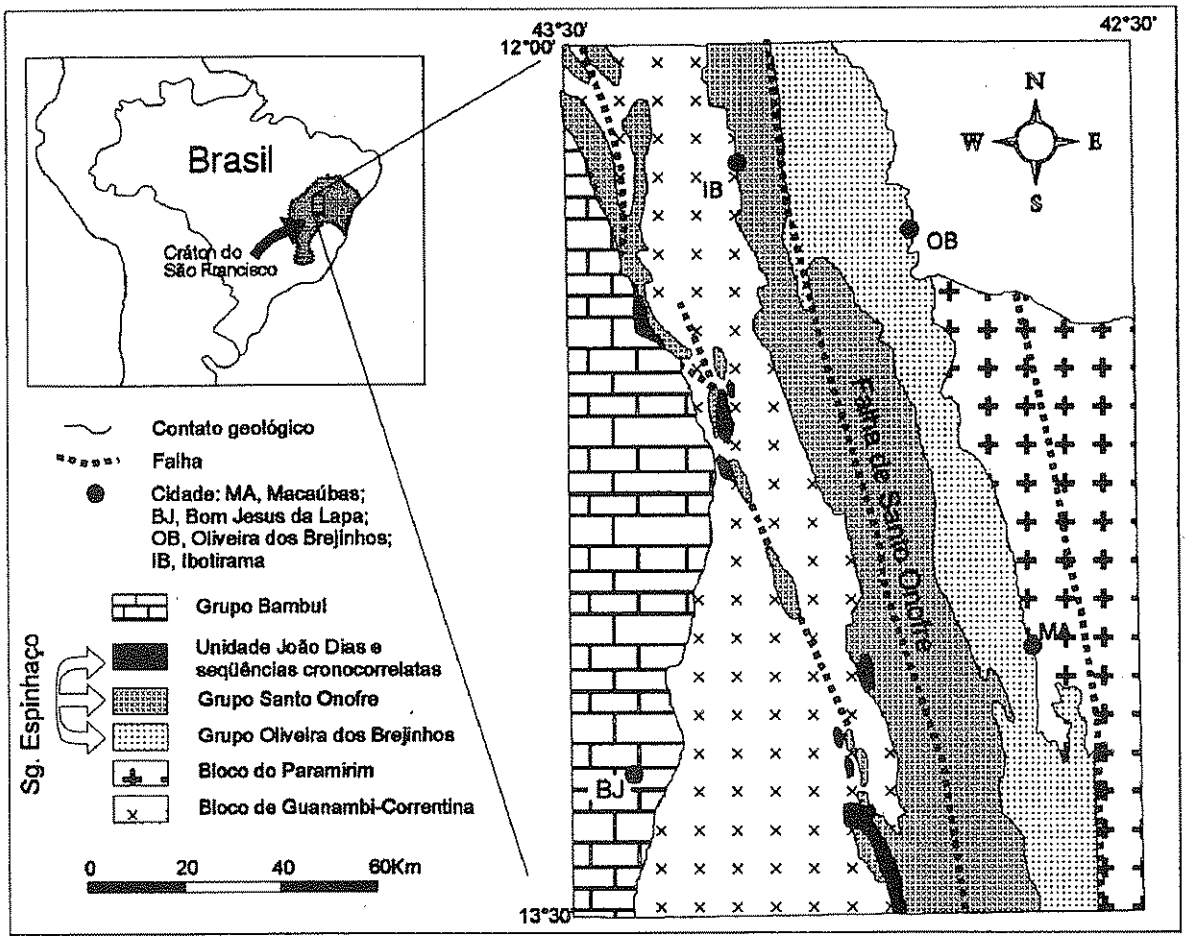


Fig. 01 - Mapa geológico do Espinhaço Setentrional, com a localização das ocorrências de rochas rudáceas da unidade João Dias (modificado a partir de Schobbenhaus, 1993, Moutinho da Costa & Silva, 1980, e dados de campo).

RELAÇÕES ENTRE OS SEDIMENTOS DOS GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA (MESOPROTEROZÓICO) E UNA (NEOPROTEROZÓICO) NO ESTADO DA BAHIA

GUIMARÃES, JOSÉ TORRES
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM/SALVADOR

INTRODUÇÃO

Na parte central do Estado da Bahia ocorre um conjunto de sedimentos não metamorfisados que integra o domínio fisiográfico da Chapada Diamantina. Esses sedimentos fazem parte dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, representados, respectivamente, pelo Grupo Chapada Diamantina, de idade mesoproterozóica, que compreende as formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu e pelo Grupo Una, atribuído ao neoproterozóico e que abrange as formações Bebedouro e Salitre (Figura 1).

O entendimento que as rochas sedimentares do Grupo Chapada Diamantina são mesoproterozóicas está baseado nos seguintes fatos: (i) na sua posição estratigráfica; (ii) nas datações radiométricas feitas pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb (Brito Neves *et al.* 1980; Babinski *et al.* 1993) nos sedimentos pelíticos da Formação Caboclo, que apontam idades para a mesma de, respectivamente, 1.290±52 Ma e 1.140±140 Ma; e (iii) nas datações bio-estratigráficas, feitas em carbonatos da Formação Caboclo, que sugerem um intervalo de deposição para a mesma entre 1,6 e 1,0 Ga (Srivastava 1989).

O posicionamento do Grupo Una no Neoproterozóico deve-se: (i) à posição estratigráfica do grupo; (ii) às datações radiométricas feitas pelos métodos Rb-Sr, Sr-Sr e K-Ar em pelitos da Formação Bebedouro (Brito Neves *et al.*1980; Macedo & Bonhomme 1984), sugerindo deposição da mesma entre 1.000 e 950 Ma; e (iii) às datações dos carbonatos da Formação Salitre por métodos radiométricos, bio-estratigráficos e isotópicos. Os estudos radiométricos dos carbonatos da Formação Salitre dão idades de 774±20Ma para a mesma (Macedo 1982, apud Mascarenhas & Garcia 1989), os estudos bio-estratigráficos posicionam esses sedimentos no intervalo Rifeano superior-Vendiano (Srivastava 1986) e os estudos isotópicos feitos em Sr^{87}-Sr^{86} por Misi & Veizer (1996) colocam os sedimentos da Formação Salitre no Vendiano (700-560 Ma).

O objetivo deste trabalho é discutir as relações de contato entre os sedimentos meso e neoproterozóicos dos grupos Chapada Diamantina e Una no Estado da Bahia e os aspectos deposicionais e crono-estratigráficos que caracterizam essa passagem.

A INTERFACE ENTRE OS GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA E UNA

A passagem das unidades do Grupo Chapada Diamantina para as unidades do Grupo Una não é consensual. Os trabalhos existentes sobre esses dois conjuntos de rochas descrevem contatos entre os mesmos de naturezas erosiva, angular e tectônica; existem, ainda, opiniões favoráveis à existência de uma continuidade entre a sedimentação dos dois grupos.

Guimarães (1996) aponta alguns pontos que devem ser considerados para a análise da passagem dos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina para os sedimentos do Grupo Una. São eles: (i) paralelismo a sub-paralelismo e irregularidade entre as unidades dos dois grupos; (ii) sedimentação eminentemente terrígena (flúvio-eólica e marinha) para o Grupo Chapada Diamantina e deposição glacio-marinha e marinha (carbonática) para o Grupo Una; (iii) existência de fragmentos (clastos) de sedimentos do Grupo Chapada Diamantina embutidos na unidade inferior (glácio-marinha) do Grupo Una; (iv) sedimentos do Grupo Una recobrindo indistintamente as várias formações que constituem o Grupo Chapada Diamantina; (v) existência de hiato deposicional entre os dois grupos, evidenciado pelos dados radiométricos, bio-estratigráficos e isotópicos disponíveis para os mesmos; e (vi) variações litológicas observadas nas zonas de contato entre os dois grupos.

CONCLUSÕES

Os pontos levantados acima permitem que sejam feitas algumas considerações sobre o caráter da passagem dos sedimentos mesoproterozóicos do Grupo Chapada Diamantina para os sedimentos neoproterozóicos do Grupo Una na região central do Estado da Bahia, quais sejam: (i) o paralelismo/sub-paralelismo existente entre as unidades dos dois grupos indica ausência de basculamento no ambiente deposicional no intervalo que seguiu o final da sedimentação do Grupo Chapada Diamantina e o início da deposição do Grupo Una; (ii) a irregularidade na interface dos dois conjuntos corresponde à presença de um paleorelevo, sobre o qual se depositaram os sedimentos superiores (Grupo Una); (iii) as variações drásticas no tipo de sedimentação entre os grupos implica em mudanças paleoclimáticas, restrições na fonte alimentadora de sedimentos à bacia e até variações importantes do nível relativo do mar; e (iv) a presença de clastos de rochas do Grupo Chapada Diamantina no âmbito do Grupo Una indica existência de condições adequadas para erosão dos sedimentos do primeiro grupo e acumulação dos mesmos nos depósitos mais novos do Grupo Una (Formação Bebedouro). A análise desses pontos e os dados geocro-nológicos disponíveis sugerem a presença de um hiato deposicional entre os dois grupos e um contato

discordante, de natureza erosiva irregular entre os mesmos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BABINSKI, M.; Van SCHUMS, W. R.; CHEMALE JR., F.; *et al.* Idade Isocrônica Pb/Pb em Rochas Carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, BA. In: SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador. *Anais*...Salvador: SBG/BA, 1993.p. 160-163.

BRITO NEVES, B. B. de; CORDANI, V. G.; TORQUATO, J. R. F. Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V.; DUARTE, F. B.(eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia.* Salvador: Secretaria de Minas, 1980. v.1, p.1-101.

GUIMARÃES, J. T. *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia:* Faciologia, Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação. 1996. 146p.il. 1 mapa. Anexos. (Dissertação Mestrado em Geologia - Área de Geologia Sedimentar - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia).

MASCARENHAS, J. de F.; GARCIA, T. W. *Mapa geocronológico do Estado da Bahia*: texto explicativo. Salvador: SGM,1989. 188p.il. 1 mapa anexo.

MACEDO, M. H; BONHOMME, M. G. 1984. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev.Bras.Geoc.*, **14**, p.153-163.

MISI, A.; VEIZER, J. Chemostratigraphy of Neoproterozoic Carbonate Sequences of the Una Groups, Irecê Basin, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. *Anais*... Salvador: SBG, 1996. v.5, p.487-489.

SRIVASTAVA, N.K. Os estromatólitos do Projeto Bacia de Irecê II. Natal:s./s.n./. 9p. Trabalho de consultoria para CPRM 1986. inédito.

SRIVASTAVA, N.K. Estromatólitos da Formação Caboclo na Região de Morro do Chapéu. Relatório de Consultoria II. Salvador, CPRM. 1989. (inédito).

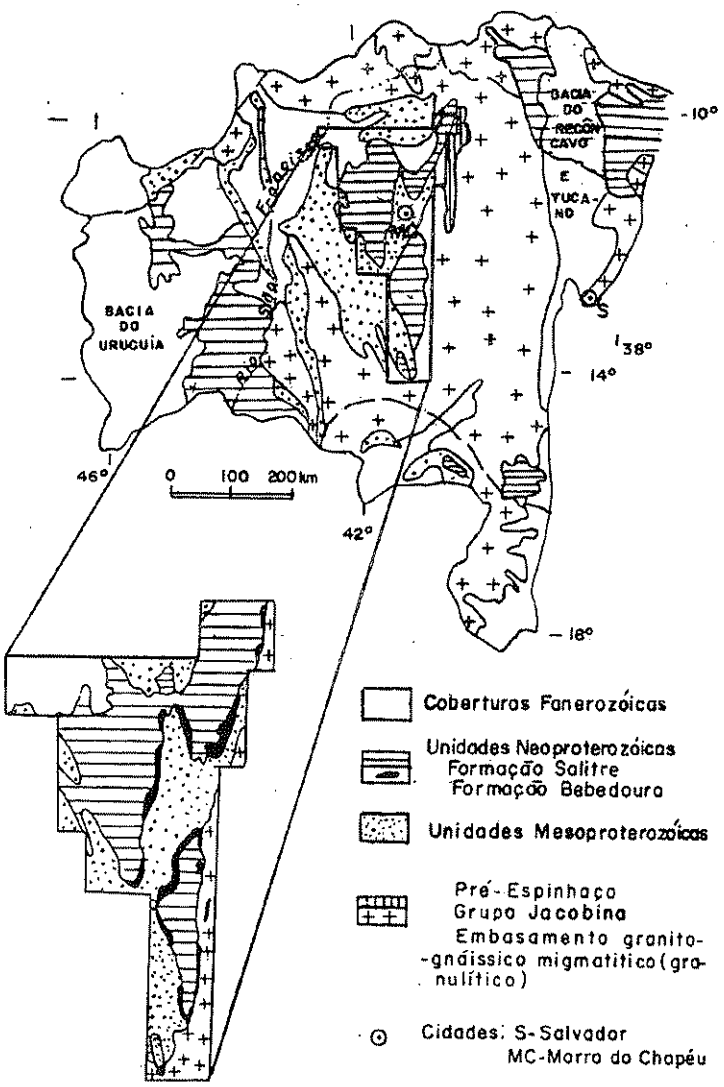


Figura 1 - Relação entre as rochas mesoproterozóicas(Supergrupo Espinhaço)e neoproterozóicas(Supergrupo S.Francisco)na parte central do Estado da Bahia.

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS SUPERGRUPOS SÃO FRANCISCO E ESPINHAÇO AO LONGO DA BORDA OESTE DA SERRA DA ÁGUA FRIA (MG)

HERCOS[1], CÍZIA MARA; MARTINS-NETO[2], MARCELO A.

[1] PÓS-GRADUAÇÃO - DEGEO/EM/UFOP

[2] DEGEO/EM/UFOP - neto@degeo.ufop.br

Apoio: Fapemig Processo Cex 895/95 (Aux.Pesq.) e CNPq 300404/94-8 (Bolsa Pes.)

INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta resultados parciais de um estudo que está sendo realizado na porção da Bacia do São Francisco localizada entre os paralelos 17°15' e 17°40' e os meridianos 44°15' e 44°45' (fig.1a). Na área em questão já foram levantados vários perfis regionais, bem como alguns perfis de detalhe.

A serra da Água Fria consiste em uma culminação antiformal, em forma aberta e cônica, com charneiras de duplo caimento em torno das direções N15E e S15W. Essa estruturação desenvolve-se igualmente nas seqüências dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Souza F°, 1995), área em que as rochas dos dois supergrupos apresentam-se com metamorfismo incipiente a ausente.

Os arenitos do Supergrupo Espinhaço afloram nas partes superiores dos flancos leste e oeste da serra da Água Fria e ao longo do *canyon* do Rio Jequitaí, enquanto os diamictitos da Fm. Jequitaí, na borda oeste e leste da serra, em suas porções medianas e inferiores (fig.1a).

ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

Os arenitos do Supergrupo Espinhaço que afloram na porção superior da borda oeste da serra da Água Fria são de granulação fina a média, bem selecionados e com grãos arredondados; apresentam-se com marcas de onda com cristas retilíneas, simétricas (*wave ripples*), também ligeiramente assimétricas, cuja direção é aproximadamente norte-sul. Esses arenitos provavelmente constituem depósitos de um sistema marinho raso, desenvolvido acima do nível base de ação das ondas normais, na zona de *shoreface* superior a médio. Além disso foram encontrados pavimentos estriados, cujas estrias acham-se bem desenvolvidas e indicam direção N75W-S75E.

Diamictitos da Fm. Jequitaí assentam-se diretamente sobre esses arenitos estriados, contudo, devido à reduzida extensão do afloramento, não foi possível observar a natureza do contato, a qual supõe-se erosiva pela maioria dos clastos que compõem o diamictito ser de arenito. No ponto onde foi observado esse contato, o diamictito apresenta-se constituído por seixos e grânulos de arenito e quartzo, principalmente, e com matriz arenosa, não sendo constatada estruturação interna.

Foi levantado um perfil da Fm. Jequitaí ao longo da borda oeste/sudoeste da serra da Água Fria, onde constatou-se uma sucessão de diamictitos finos (predomínio de seixos e grânulos) e grossos (predomínio de calhaus e matacões que podem alcançar 90cm de comprimento) alternando-se com arenitos grossos com seixos dispersos a conglomeráticos (fig.1b e c). De um modo geral, os diamictitos são constituídos por seixos a matacões de arenitos, quartzo, carbonatos e rochas do embasamento cristalino.

No perfil supracitado, observaram-se feições erosivas preenchidas por arenito conglomerático, com estratificação cruzada acanalada na base, gradando a arenito grosso com seixos dispersos em direção ao topo, além de feições de escorregamento (*slumps*); localizadamente ocorrem níveis arenosos com laminação plano-paralela, que acunham lateralmente. O sentido das paleocorrentes, medido segundo as estratificações cruzadas acanaladas, é aproximadamente W-NW.

Na literatura, a gênese desses depósitos tem sido associada a ambiente glacial. Almeida Abreu (1995) associa os depósitos da Fm. Jequitaí a uma glaciação de montanhas geradas no decorrer do processo de orogênese da serra do Espinhaço Meridional, serra esta que ocorre a cerca de 60Km a leste da área estudada. De forma diversa, Martins Neto et al. (1997) atribuem a sua origem a uma glaciação relacionada com o soerguimento das ombreiras de um rifte que se instalou no início do Neoproterozóico. Segundo a classificação de Eyles & Eyles (1992), eles seriam depósitos glacioterrestres de altitude, porém a possi-bilidade de haver depósitos glaciomarinhos associados não está descartada.

Para uma melhor interpretação desse sistema deposicional glacial, é necessário proceder o levantamento sistemático de perfis verticais

detalhados, a fim de obter um controle da variabilidade lateral e da geometria de tais depósitos, visando separar os produtos glacio-continentais dos glaciomarinhos.

Sobre os diamictitos da Fm. Jequitaí assenta-se uma seqüência constituída por intercalações centimétricas de folhelho, siltito e arenito, a qual foi denominada ritmitos arenosos. Essa seqüência representaria o produto de uma transgressão glacioeustática ocorrida ao final do tempo Macaúbas, nos domínios do Cratón do São Francisco (Martins-Neto et al., 1997).

Na zona de contato não foi possível certificar a existência de uma possível discordância angular, entretanto há indícios de que exista uma pequena diferença entre os mergulhos médios regionais. O mergulho médio da seqüência sotoposta (Fm.

Jequitaí) gira em torno de 20°, enquanto o da seqüência superior varia de 10 a 15°, podendo ainda ser encontrados mergulhos de até 65°, uma vez que essa seqüência encontra-se dobrada (dobras secundárias, geralmente abertas e suaves). Provavelmente a discordância angular pouco pronunciada representaria o *onlap* da seqüência transgressiva sobre os depósitos glaciais.

Nessa área, a seqüência sobreposta à Fm. Jequitaí caracteriza-se por apresentar níveis arenosos de granulação muito fina a fina, às vezes gradando a siltito grosso, níveis estes predominantemente quartzosos e mostrando laminações cruzadas onduladas truncadas (*hummockies*), como também laminações plano-paralelas seguidas de laminações cruzadas por *ripples* (fig.1c); intercalam-se com níveis argilosos representados por folhelhos sílticos. A seqüência acima teria sido depositada em uma plataforma marinha dominada por ondas e tempestades, na zona de transição entre plataforma externa (*offshore*) e plataforma interna (*lower shoreface*).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA ABREU, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3(1):1-18.

EYLES, N. & EYLES, C.H. 1992. Glacial depositional systems In: Walker, R. & James, N.P. *Facies models*. Geological Association of Canada, p.73-100.

MARTINS-NETO, M.A.; CASTRO, P.T.A.; HERCOS, C.M. 1997. O Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) no Cráton do São Francisco em Minas Gerais. Ouro Preto, Ufop/Degeo. Neste simpósio.

PEDROSA-SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. de; CARVALHO, M.V.A. de; REIS, A.C. dos. 1994. *Mapa geológico do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, Comig.

SOUZA F°, R.G. 1995. *Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco*. 148p Dissertação de mestrado, Ouro Preto, Ufop/Degeo.

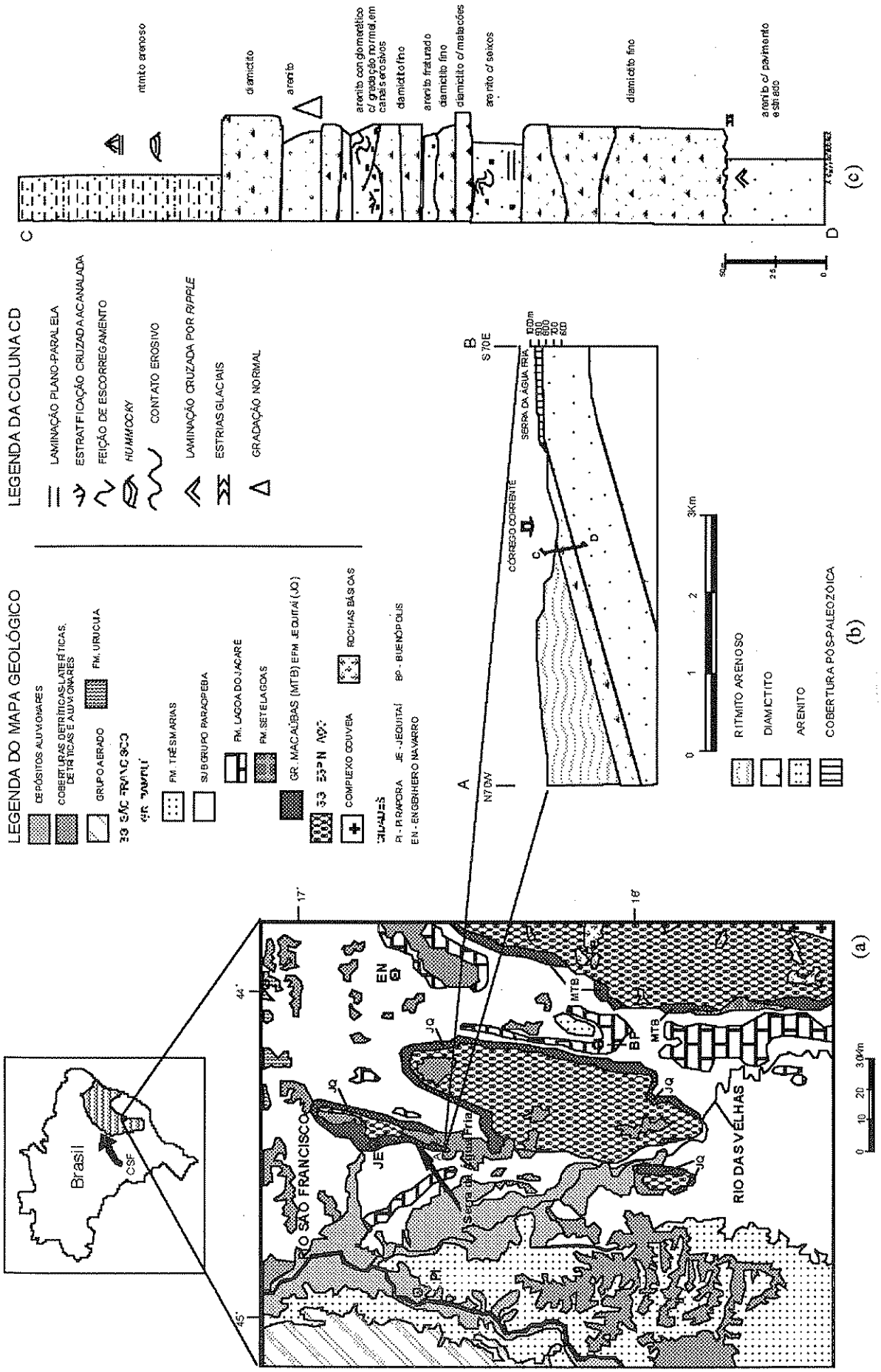


Fig.1 : (a) mapa de localização da área e mapa geológico do Estado de Minas Gerais (modificado de Pedrosa-Soares et al., 1994); (b) perfil AB e (c) coluna CD.

O SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO (NEOPROTEROZÓICO) NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO EM MINAS GERAIS

MARTINS-NETO, MARCELO A.; CASTRO, PAULO DE TARSO AMORIM; HERCOS, CÍZIA MARA

DEGEO/EM/UFOP - neto@degeo.ufop.br

Apoio FAPEMIG Processo CEX 895/95 (Aux. Pesq.) e CNPq 300404/94-8 (Bolsa Pesq.)

Este trabalho visa apresentar o arcabouço tectono-sedimentar da evolução da bacia de deposição do Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico) nos domínios do Cráton do São Francisco (CSF). Os resultados se baseiam em dados de campo da região centro-leste do CSF (região de Pirapora / Serra da Água Fria / Serra do Cabral / Serra Mineira; Martins-Neto et al., 1997; Hercos, em prep.; Martins-Neto, em prep.), da bòrda sudoeste do CSF (região de Cristais, Formiga, Pium-í, Capitólio e São Roque de Minas; Castro & Dardenne, 1995; Castro, em prep.), bem como de dados de sísmica de reflexão e de furos de sonda (Braun et al., 1993, 1996; Martins et al., 1993; Teixeira et al., 1993; Hercos, em prep.; Brandalise, 1980).

A deposição neoproterozóica na Bacia do São Francisco inicia-se com produtos glaciogênicos (glaciomarinhos e glaciocontinentais) atribuídos à unidade litoestratigráfica denominada Formação Jequitaí. É notável o paleorelevo erosivo da descontinuidade que marca o contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco (Martins-Neto et al., 1997). Os dados de superfície e subsuperfície mostram diferentes espessuras do pacote glaciogênico e unidades associadas ao longo da área, indicando o papel de compartimentos da bacia com diferentes taxas de subsidência controlando a sedimentação. Localmente podem ser observados ciclos em *coarsening/shallowing-upward*, caracterizando um regime de subsidência episódica. Estes dados indicam um contexto extensional para a deposição da Formação Jequitaí, o que já fora proposto para o correlato Grupo Macaúbas nos domínios da Faixa Araçuaí por Uhlein (1991). Doravante, em função da caracterização de uma ambiência tectônica específica para as unidades abordadas, será utilizado o termo "megasseqüência" em substituição aos termos litoestratigráficos.

Com base no exposto acima, propõe-se um modelo riftogênico (cf. Eyles, 1993) para a Glaciação Jequitaí/Macaúbas, onde as elevações topográficas geradas pelo soerguimento por rebate elástico das ombreiras dos grabens condicionaram a formação de geleiras, com os produtos destas e de sistemas deposicionais associados preenchendo os grabens (Fig. 1). O profundo caráter erosivo e o paleorelevo acidentado e dissecado da descontinuidade na base dos depósitos glaciogênicos (incompatível com um modelo de glaciação continental), diferentes sentidos de paleocorrentes em fácies glaciocontinentais (indicando transporte em direção a diferentes depocentros) e, sobretudo, o regime tectônico caracterizado para a unidade suportam esta interpretação. A relação de contato entre os depósitos da Bacia Espinhaço e a Megasseqüência Macaúbas através de discordância levemente angular, observada localmente, é explicada pelo basculamento de blocos durante o rifteamento. A ocorrência de corpos de diamictito com a presença freqüente, localmente predominante, de clastos de rochas granitóides indica a elevação de blocos do embasamento acima do nível de base deposicional pela tectônica rifteana. A presença de altos do embasamento onde falta a Megasseqüência Macaúbas aliada ao assentamento da Megasseqüência Bambuí diretamente sobre o embasamento (Brandalise, 1980; furos 1-PSB-14-MG e 1-PSB-15-MG) corrobora o modelo rifte para a Bacia Macaúbas. A existência de grabens no domínio do Cráton do São Francisco já fora diagnosticada por Lesquer et al. (1981) com base em dados gravimétricos, tendo sido constatada pelo Projeto Sondagens do Bambuí do DNPM-CPRM (Brandalise, 1980), que denominou de Formação Montalvânia o pacote que preenche estas estruturas.

Sobre os depósitos glaciogênicos e unidades associadas, ocorrem arenitos finos e siltitos, por vezes organizados em ritmitos, interpretados como depositados em sistema marinho raso (Hercos & Martins-Neto, 1997), que provavelmente representam os produtos de uma transgressão glácio-eustática que encerra o tempo Macaúbas nos domínios do CSF. A continuidade da Megasseqüência Macaúbas cobrindo o CSF por grandes extensões é sugerida por dados de subsuperfície publicados pela Petrobrás (Braun et al., 1993, 1996).

A idade de deposição da Megasseqüência Macaúbas é de difícil determinação. As idades U-Pb em zircões de 1.000 Ma, obtida em vulcânicas félsicas dacíticas e riolíticas interpretadas como produtos do início de extensão crustal (Brito Neves et al., 1993), e de 906 ± 2 Ma, obtida em rochas básicas que cortam o Supergrupo Espinhaço (Machado et al., 1989), determinam a idade máxima da deposição da unidade. A idade mínima pode ser sugerida pelo início do fechamento da Faixa Brasília marcado pela colocação dos granitos sintectônicos da Seqüência Maratá, datado em 794 ± 10 Ma (Pimentel et al., 1995).

Uma discordância de caráter regional separa a Megasseqüência Macaúbas da sobreposta Megasseqüência Bambuí (Braun et al., 1993; Hercos, em prep.). O início da deposição Bambuí é marcado localmente por um conglomerado/diamictito basal (amostrado no furo 1-RF-1MG da Petrobrás; Braun et al., 1993; Martins et al., 1993; Hercos, em prep.) e no furo 1-PSB-13-MG (Brandalise 1980), que, por correlação litoestratigráfica, vem sendo erroneamente denominado de "Jequitaí". Como tratam-se de ruditos mais novos e pertencentes a outro ciclo deposicional,

deposicional, devem ser denominados de Formação Carrancas ou Samburá, termos já existentes na literatura. O termo "Jequitaí" deve ser restringido aos depósitos diamictíticos basais da Megasseqüência Macaúbas. A constatação da existência de dois níveis conglomerático-diamictíticos no Supergrupo São Francisco é de grande importância e a separação de ambos é fundamental no entendimento da evolução das bacias Macaúbas e Bambuí.

Em sísmica de reflexão, é marcante a continuidade lateral dos refletores da Megasseqüência Bambuí ao longo de toda a extensão da bacia, bem como um espessamento do pacote para oeste na direção da Faixa Brasília (Braun et al., 1993, 1996; Martins et al., 1993; Hercos em prep.), indicando ter sido o depocentro da Bacia Bambuí junto desta faixa. As relações observadas na região SW do CSF indicam que os conglomerados denominados Samburá foram formados a partir de fan-deltas cujos clastos são provenientes de rochas da Faixa Brasília situadas à oeste, estando, por vezes, assentados sobre os calcários e sobre o embasamento (Castro, em prep.; Castro & Dardenne, 1995). Tais rochas não mostram aspectos que possam associá-las à uma origem glaciogênica.

Os dados sísmicos e de afloramento acima resumidos permitem relacionar a sedimentação das rochas do Grupo Bambuí a um contexto de bacia *foreland* da Faixa Brasília (Fig. 1), com o início da sedimentação balisado em aproximadamente 790 Ma (início do fechamento da Faixa Brasília), se estendendo para idades mais novas que 600 Ma (auge da deformação principal nas nappes da porção sul da faixa, cf. Valeriano, 1992), em função da continuidade dos processos erosivos na zona deformada e da resposta flexural da litosfera ao empilhamento rochoso na borda da área estável. A evolução desta bacia *foreland* antecede a orogênese da Faixa Araçuaí posto estarem deformados e metamorfisados os sedimentos da Megasseqüência Bambuí de modo similar ao apresentado nesta faixa (fechamento a partir de 600 Ma, cf. Trompette, 1994) (Fig. 1).

Fica em aberto o contexto tectono-deposicional da unidade Três Marias. Parte dela, por estar envolvida na deformação da Faixa Brasília, provavelmente pertence à Megasseqüência Bambuí no sentido deste trabalho. Entretanto, características deposicionais da Unidade Três Marias em outros locais (por exemplo, no Sinclinal de Buenópolis), sugerem que parte da unidade evoluiu como cunha clástica oriunda de elevações produzidas pela orogênese na Faixa Araçuaí.

Em síntese, a evolução tectono-sedimentar neoproterozóica da cobertura do CSF é marcada por dois ciclos bacinais distintos (Fig. 1): (1) Megasseqüência Macaúbas (regime extensional, bacia rifte, ~ 900 - 790 Ma) e (2) Megasseqüência Bambuí (regime flexural, bacia *foreland* da Faixa Brasília, ~ 790 - <600 Ma).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRANDALISE, L.A. 1980. Projeto Sondagens do Bambuí. Relatório Final. DNPM-CPRM.

BRAUN, O.P.G.; MARTINS, M. & OLIVEIRA, W.J. 1993. Continuidade das seqüências rifeanas sob a Bacia do São Francisco constatada por levantamentos geofísicos em Minas Gerais. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, pp. 164-166.

BRAUN, O.P.G.; MARTINS, M.; PAULA, L.; SILVA, P.R. & MEDEIROS, R.A. 1996. Novas bases para uma reavaliação estratigráfica das seqüências mapeadas como Grupo Paranoá, Traíras e Bambuí, em Goiás e Minas Gerais. Anais do XXXIX Cong. Bras. Geol., Salvador, pp. 506-509.

BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; BABINSKI, M. & SABIN, T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, pp. 243-245.

CASTRO, P.T.A. & DARDENNE, M.A. 1995. O conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Proterozóico Superior) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da Serra da Pimenta, SW de Minas Gerais: sedimentação associada à inversão tectônica na porção meridional externa da Faixa Brasília. Anais V SNET, Gramado, pp. 274-276.

CASTRO, P.T.A. em prep.. *Os conglomerados da borda SW do Craton do São Francisco junto à porção S da Faixa Brasília: sedimentologia e relações estratigráficas com as rochas do Grupo Bambuí.* (Tese de doutorado, Univ. de Brasília).

EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Sci. Rev.*, **35:** 1-248.

HERCOS, C.M. em prep.. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do São Francisco na região de Pirapora - Serra da Água Fria, Minas Gerais.* (Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP).

HERCOS, C.M. & MARTINS-NETO, M.A. 1997. Considerações sobre os supergrupos Espinhaço e São Francisco na borda oeste da Serra da Água Fria. Neste Simpósio.

LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MAILARD, P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie Sud du Craton du São Francisco (Brésil). *Tectonophysics*, **76**:273-293.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G. & ALMEIDA ABREU, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo Minas Gerais, 10: 171-174.

MARTINS, M.; TEIXEIRA, L.B. & BRAUN, O.P.G. 1993. Considerações sobre a estratigrafia da Bacia do São Francisco com base em dados de subsuperfície. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, pp. 167-169.

MARTINS-NETO, M.A.; CASTRO, P.T.A.; RAMOS, M.L.S. & MURTA, C.R. 1997. A pseudo discordância angular entre os supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico), na região entre Santa Bárbara e Curimataí, Serra Mineira (MG). Neste Simpósio.

MARTINS-NETO, M.A. em prep.. A evolução tectono-sedimentar da Bacia do São Francisco no Estado de Minas Gerais. Relatório Projeto FAPEMIG CEX 895/95.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; SILVA, L.J.H.D.; MENEZES, P.R. 1995. O magmatismo ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipamerí, Goiás: Características geoquímicas e implicações geotectônicas. Anais Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia, pp. 68-71.

TEIXEIRA, L.B.; MARTINS, M. & BRAUN, O.P.G. 1993. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. Anais do II Simp. do CSF, Salvador, pp. 179-181.

TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) - Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa.* Rotterdan. A.A. Balkema. 350p.

UHLEIN, A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais.* 295 p. (Tese de Doutorado, Univ. São Paulo).

VALERIANO ,C.M. 1992. *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais.* 192p. (Tese de doutorado, Univ. São Paulo)

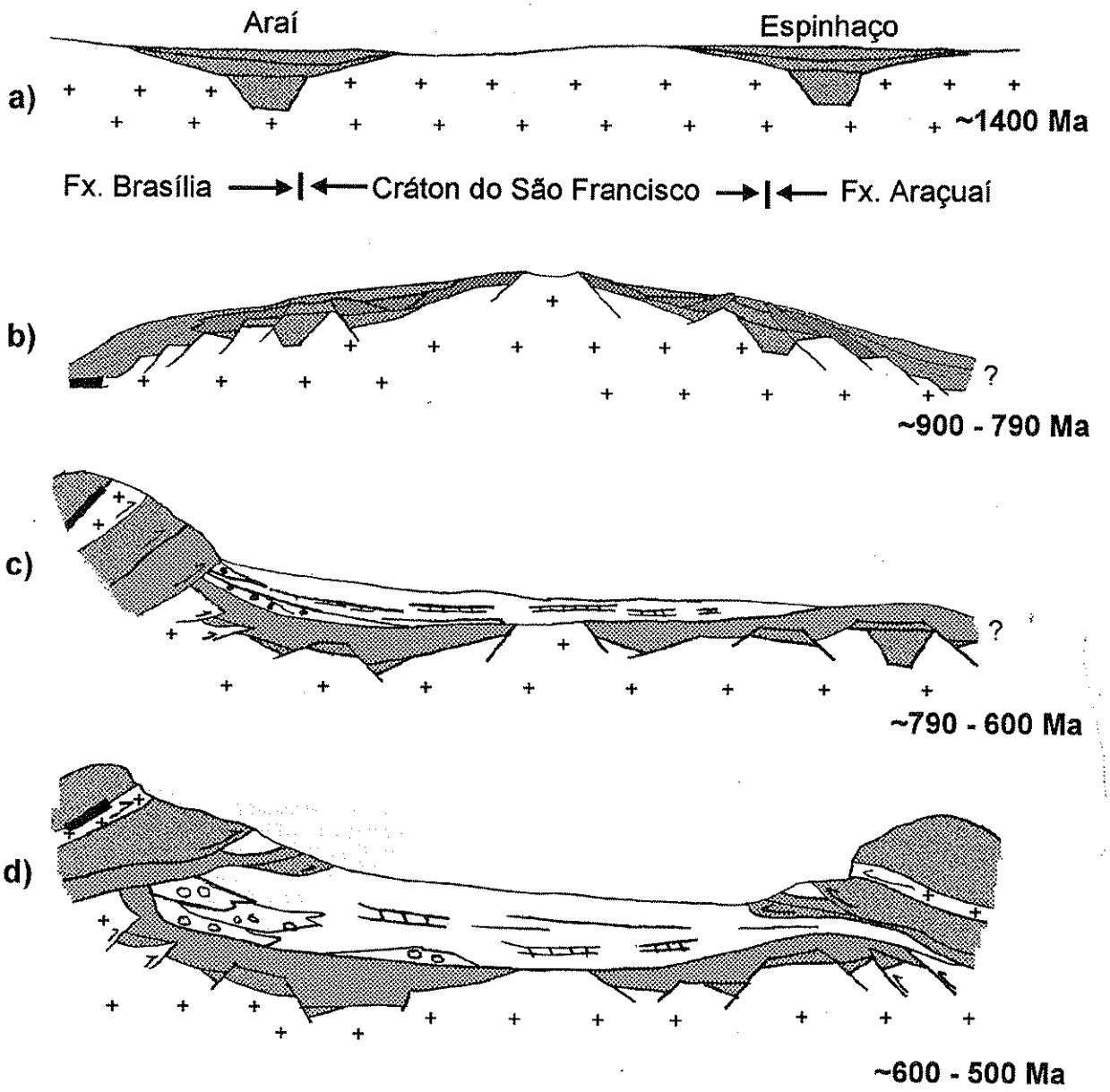


Fig. 1) Cenário evolutivo das coberturas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco:
a) Situação no final da deposição nas bacias mesoproterozóicas (Espinhaço e Araí).
b) Deposição da Megasseqüência Macaúbas em contexto extensional (tonalidade mais escura representa depósitos glaciogênicos; tonalidade mais clara representa depósitos marinhos pós-glaciais; cor preta representa crosta oceânica).
c) Deposição da Megasseqüência Bambuí em contexto *foreland* durante orogênese na Faixa Brasília.
d) Fase final da Bacia *Foreland* Bambuí, onde seus depósitos são deformados pelo fechamento da Faixa Araçuaí.

(Figura sem escala)

A PSEUDO DISCORDÂNCIA ANGULAR ENTRE OS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO (MESOPROTEROZÓICO) E SÃO FRANCISCO (NEOPROTEROZÓICO), NA REGIÃO ENTRE SANTA BÁRBARA E CURIMATAÍ, SERRA MINEIRA (MG)

MARTINS-NETO, MARCELO A.; CASTRO, PAULO DE TARSO AMORIM; RAMOS, MARIA LUIZA SILVA; MURTA, CHARLES ROMAZÂMU

DEGEO/EM/UFOP - neto@degeo.ufop.br

Apoio FAPEMIG Processo CEX 895/95 (Aux. Pesq.) e CNPq 300404/94-8 (Bolsa Pesq.)

A análise de diferentes mapas geológicos (p.ex., Pflug & Schöll, 1974; Noce & Fogaça, 1996) do *front* da Serra Mineira na região entre Santa Bárbara e Curimataí (município de Buenópolis, MG) indica a existência de uma proeminente discordância angular separando o Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) do Supergrupo São Francisco (Neoproterozóico). Tal área é considerada uma das áreas chave por diversos autores (p.ex., Almeida Abreu, 1993; Knauer & Ebert, 1997), por mostrar evidências da existência do Ciclo Orogenético Espinhaço/ Uruaçuano na região da Serra do Espinhaço meridional.

No sentido de se verificar as supracitadas relações de contato, foi realizado mapeamento geológico de detalhe (Ramos & Murta, 1997) ao longo do *front* da Serra Mineira, entre Santa Bárbara e Curimataí (Fig. 1a). Os dados levantados no campo, sobretudo uma análise sistemática do acamamento (S_0) dos dois supergrupos nas imediações do contato entre ambos, mostram que os mesmos encontram-se invariavelmente paralelos ao longo da área, mesmo na inflexão do *front* da serra a sul de Curimataí (Fig. 1a).

Os perfis sedimentológico-estratigráfico-estruturais, levantados durante o mapeamento, revelaram que a discordância angular detectada nos mapeamentos anteriores era, na realidade, fruto da escala de observação semi-regional a regional adotada anteriormente.

Os metassedimentos da área mapeada encontram-se estruturados em braquissinclinais e braquianticlinais (eixos NS e EW) com forte vergência para W, ou seja, flancos E longos e suaves e flancos W curtos e abruptos (Fig. 1b). Cabe ressaltar que este estilo estrutural é idêntico nos dois supergrupos, indicando que ambos foram deformados em um mesmo evento deformacional, o que já havia sido afirmado por Souza Filho (1995) em trabalho específico de geologia estrutural e de abrangência regional.

Neste sentido, ao levantar-se um perfil de E para W da Serra Mineira em direção à zona de contato, caminha-se pelos metarenitos e/ou metapelitos do Supergrupo Espinhaço, onde tomam-se medidas de S_0 subhorizontais ou mergulhando suavemente para qualquer direção, dependendo do posicionamento em relação aos supracitados braquissinclinais e braquianticlinais. Na zona de contato e de forma brusca, as camadas passam a mergulhar para W (Fig. 1b), com ângulos variando entre 15° e 55° (maioria entre 20° e 25°), com camadas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, como já afirmado anteriormente, não mostrando diferenças angulares nem na direção nem no mergulho. O que os mapeamentos anteriores mostram são medidas de S_0 do Supergrupo Espinhaço tomadas na zona de charneira das megadobras em porções mais interiores da serra e medidas de S_0 do Supergrupo São Francisco tomadas nos flancos W das dobras, na zona de contato. A faixa de contato no campo onde as camadas Espinhaço mergulham com ângulos mais acentuados para W é estreita (poucas dezenas de metros) e naturalmente imperceptível em fotografias aéreas 1:60.000. Como a zona de contato não aflora de forma satisfatória em todos os perfis, a análise de um ou outro perfil isolado no campo, em levantamentos regionais ou semi-regionais, pode, da mesma forma que na análise de sensores remotos, não mostrar as verdadeiras relações de contato.

O caráter profundamente erosivo do contato contribui para a montagem do quadro atualmente observado no campo. Em uma distância horizontal de cerca de 2 km na direção NS, pode-se observar os diamictitos basais do Supergrupo São Francisco em contato com metassedimentos marinhos rasos Córrego dos Borges ou em contato com metassedimentos eólicos Galho do Miguel, indicando um paleogeografia significativamente dissecada na época da deposição dos diamictitos com a conseqüente deposição destes diretamente sobre diferentes níveis estratigráficos do Supergrupo Espinhaço. A inversão da bacia durante a Orogênese Brasiliana com a estruturação em braquissinclinais e braquianticlinais levou às relações finais observadas atualmente no campo.

Com base no exposto, conclui-se que os supergrupos Espinhaço e São Francisco na região da Serra Mineira, entre Santa Bárbara e Curimataí, são separados por uma proeminente discordância erosiva. Tal discordância, ao contrário do mostrado em trabalhos anteriores, não possui um caráter angular.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA ABREU, P.A. (1993) *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço meridional, Minas Gerais, Brasil.* 150 p.(Tese de Doutorado, Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha)

KNAUER, L.G. & EBERT, H.D. (1997) Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG, e considerações sobre a

idade do Orógeno Espinhaço. Anais VI SNET - Simp. Nac. Est. Tect., Pirenópolis, Goiás, p. 56-58.

NOCE, C.M. & FOGAÇA, A.C.C. (1996) Mapa Geológico da Folha de Curimataí, escala 1:100.000, Projeto Espinhaço, COMIG-UFMG.

PFLUG, R. & SCHÖLL, W.U. (1974) Sedimentary structures of the Santa Rita Formation, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciências*, **46**: 127-131.

RAMOS, M.L.S. & MURTA, C.R. (1997) *Caracterização das relações de contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco no front da Serra do Espinhaço meridional, região entre Santa Bárbara e Curimataí, MG*. 66 p. (Trabalho de Graduação, DEGEO/EM/UFOP).

SOUZA FILHO, R.C. (1995) *Arcabouço estrutural da porção externa da Faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco*. 148 p. (Dissertação de Mestrado, DEGEO/EM/UFOP).

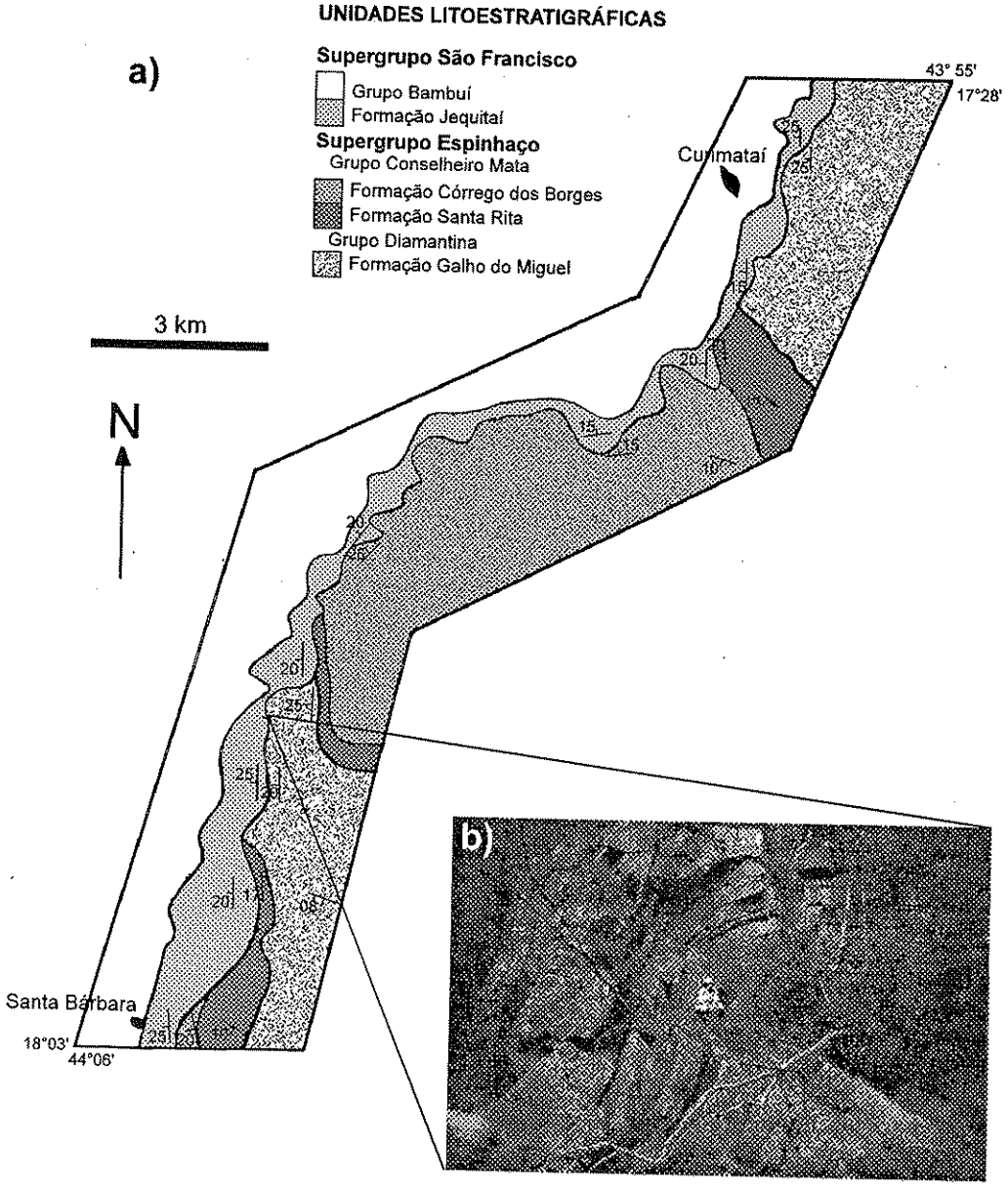


Fig. 1) a) Mapa geológico do *front* da Serra Mineira entre Santa Bárbara e Curimataí evidenciando medidas de acamamento na zona de contato entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco (modificado de Ramos & Murta, 1997); b) foto de afloramento (aproximadamente W-E) mostrando forte mergulho das camadas para oeste na zona de contato. Notar brusca mudança no mergulho de subhorizontal à direita da foto para um ângulo acentuado à esquerda.

EVIDÊNCIAS DA TRANSIÇÃO ENTRE O SUPERGRUPO ESPINHAÇO PARA O GRUPO UNA (SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO) NO SINCLINAL DE ITUAÇU -BAHIA: ELEMENTOS PARA UMA NOVA VISÃO ESTRATIGRÁFICA

MENEZES FILHO, NELSON RAMOS DE
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL- CPRM/SALVADOR-BA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA - PPPG/UFBA

I - GEOLOGIA LOCAL

A área abrangida pelo Sinclinal de Ituaçu está localizada na região centro sul do Estado da Bahia, zona fisiográfica da Chapada Diamantina e abrange parte dos municípios de Ituaçu, Tanhaçu e Contendas do Sincorá. Reconhece-se, na área estudada, os seguintes elementos:

1) Uma infraestrutura do Arqueano representada pelo *Embasamento Gnáissico Migmatítico*;

2) Uma cobertura plataformal dobrada do Paleoproterozóico -*Unidade Lagoa das Covas*.

3) Uma cobertura plataformal dobrada do Mesoproterozóico, representada pelo *Supergrupo Espinhaço* constituído pelas unidades informais e transicionais, da base para o topo: i) *Unidade Corcovado* (leques aluviais proximais coalescentes); ii) *Unidade Serra da Cabeça Inchada* (leques aluviais médios/distais e sistema flúvio-eólico); iii) *Unidade Rio dos Remédios* (vulcanismo ácido-intermediário subaéreo); iv) *Unidade Pastinho* (sistema desértico); v) *Unidade Velhas* (sistema estuarino transgressivo-planície de macro marés); e vi) *Unidade Morro do Ouro* (frente deltáica - sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento por ondas e marés).

4) Uma cobertura plataformal dobrada do Neoproterozóico *(Grupo Una)* composta por: i) *Formação Salitre* (sedimentação carbonática em ambiente de perimarés) e ii) *Formação Bebedouro* (detritos glaciclásticos/glaciogênicos ressedimentados em plataforma glacialmente influenciada).

II - RELAÇÕES DE CONTATOS

A Formação Bebedouro, basal do Grupo Una, apresenta as seguintes relações de contato com as unidades do Supergrupo Espinhaço: i) contato transicional com os ritimitos de marés da Unidade Velhas, o que está claramente evidenciado no corte do acostamento BA-124, entroncamento para Vila Laços; ii) em contato concordante (transicional ?) com os arenitos marinhos da Unidade Morro do Ouro. Essa passagem está exposta de forma bem evidenciada a 5.0 Km a sul da Vila Laço, em que os arenitos litorâneos do topo dessa unidade apresentam seixos grandes afundados (pingados) de metarenitos/quartzitos e de rochas granitóides, similares àqueles existentes na Formação Bebedouro, assentada imediatamente acima e sem apresentar qualquer evidência de interrupção na sedimentação. Nessa região, verifica-se que esses arenitos litorâneos mostram a presença freqüente de: a) intercalações de: espessos depósitos de arenitos líticos e arcósios, grossos a seixosos/ conglomeráticos, imaturos com estruturas tracionais (estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas), retrabalhados por ondas. Os níveis conglomeráticos constituem formas de preenchimentos de canais; b) feldspatos e fragmentos de rochas sem qualquer evidência de intemperismo, nos arenitos fluviais com retrabalhamentos por ondas e marés, do topo da Unidade Morro do Ouro.

As rochas dolomíticas da base da *Formação Salitre* estão assentadas em continuidade transicional sobre os rítmitos com *dropstones* do topo da *Formação Bebedouro,* o que é bem evidenciado na antiga estrada entre a Vila Laços e Tanhaçu. Nos locais em que inexistem os sedimentos glaciogênicos da *Formação Bebedouro*, os carbonatos da *Formação Salitre* repousam em contato concordante (transicional ?) sobre os arenito marinhos da *Unidade Morro do Ouro,* ou nos ritimitos finos de marés da *Unidade Velhas.* Essas passagens podem ser observadas, respectivamente, na região da Gruta da Mangabeira e no leito do riacho Canarana, a 6.0 km a NW de Ituaçu.

III - CENÁRIO DEPOSICIONAL PROPOSTO

O quadro evolutivo, a seguir comentado, não é válido para toda a área da Chapada Diamantina, mas apenas discorre os processos e sítios deposicionais atuantes ali na porção extremo sul do *Aulacógeno do Espinhaço.* Tais interpretações estão fundamentadas nas seguintes constatações:

i) Os diamictitos da Formação *Bebedouro* estão localmente em contato transicional com os arenitos litorâneos da *Unidade Morro do Ouro* e/ou com os mareitos da *Unidade Velhas,* respectivamente, do topo e da porção média do *Supergrupo Espinhaço.* ii) - Na maior parte do *Sinclinal de Ituaçu,* os carbonatos da *Formação Salitre* estão assentados, em contato concordante (transicional ?), sobre as *Unidades Morro do Ouro* e *Velhas*, pertencentes ao *Supergrupo Espinhaço.* iii) Os diamictitos da *Formação Bebedouro* estão, em parte, confinados entre sedimentos marinhos transicionais (mareitos da *Unidade Velhas*) e sedimentos peritidais e de *shoreface* da *Formação Salitre.* iv) Os sedimentos glaciogênicos da *Formação Bebedouro* são predominantemente desestruturados, ou grosseiramente estratificados. v) Transições e

interdigitamentos laterais e verticais dos depósitos glaciclásticos da *Formação Bebedouro* com os pelitos carbonáticos da *Formação Salitre*. vi) - Na *Unidade Morro do Ouro*, as suas litofácies de *arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas e arenitos sigmoidais* apresentam os feldspatos e fragmentos de rochas sem alterações. vii) - Estudos petrográficos realizados em amostras das dunas eólicas da *Unidade Pastinho*, não constataram a presença de feldspatos preservados da ação de intemperismo. Desta forma, no Sinclinal de Ituaçu, delineia-se o seguinte quadro evolutivo:

Quebramento da crosta continental durante a abertura da calha extensional do rifte, que proporcionou a deposição de espessas seqüências de depósitos de sistemas de leques aluviais, a partir das elevações das cordilheiras do *Complexo Metamórfico-Migmatítico*, situadas a leste.

Imediatamente a essa fase inicial de ruptura do embasamento cristalino do *Cráton do São Francisco* (1.7 Ga), estão associadas as extrusões das lavas ácidas e intermediárias do vulcanismo *Rio dos Remédios*, ao longo destas zonas de distensão. A ausência de vegetação e os prolongados períodos de clima árido intensificaram a deflação e o retrabalhamento pelo vento, das áreas fluviais expostas, resultando no seu transporte para NW, compondo os extensos lençóis de areias acumuladas em um *erg*. Posteriormente, sedimentos estuarinos recobriram estes depósitos continentais caracterizando o início da ingressão marinha. Esta subida do nível do mar demarca o inicio da implantação de um cenário marinho raso epicontinental.

Nessa fase de *highstand* diminuiu a taxa de sedimentação dos terrígenos, favorecendo, assim, o inicio do desenvolvimento da seqüência carbonática da *Formação Salitre* em uma rampa siliciclástica (plataforma rasa) herdada. Adicionalmente, a deposição de siliciclástos foi reduzida ou cessou, tendo o gradiente da plataforma permanecido muito baixo, tanto que as inundações marinhas, sobre a plataforma costeira, foram mais freqüentes permitindo a precipitação de carbonatos, também nas planícies adjacentes.

É provável que, na época do início da ingressão marinha já existissem geleiras de altitude (devido a mudanças climáticas bruscas e severas, em escala global), em que as condições glaciais se estenderam até as regiões de baixas latitudes (descida da linha de neve). Em conseqüência, as primeiras manifestações dos depósitos glaciogênicos da *Formação Bebedouro,* estão registradas a partir do *Mesoproterozóico*, intensificando-se no *Neoproterozóico.*

A partir destas constatações de campo, o quadro que emerge é, então, aquele de depósitos glaciais de altitude (áreas fontes arqueadas com grande diversidade litológica) transportados por fluxos de detritos e de lama para uma plataforma siliciclástica continental marinha rasa, glacialmente influenciada, com freqüente aporte de fluxos de detritos glaciogênicos ressedimentados e episódicos processos atuantes de ondas e tempestades, que remodelaram os ritimitos finos das *Formações Bebedouro e Salitre.*

Eventuais línguas/lençóis de geleiras alcançaram os limites desta plataforma marinha, com a liberação de pequenos blocos de gelo flutuante, tipo jangada, dos quais se originaram os clastos que foram posteriormente liberados pelo degelo e afundaram nos ritimitos finos.

A presença de sedimentos grossos/ conglomeráticos, com "seixos pingados", contendo feldspatos e fragmentos de rochas não alterados, nos arenitos litorâneos topo do *Supergrupo Espinhaço,* condiz com uma possível origem a partir de depósitos de *wash-out*, ou seja, *flowtill* - depósitos derivados de detritos glaciais que foram retrabalhados por processos de gravidade na forma de transporte fluvial (conforme Grotzinger, 1989 e Fairchild, 1993). Tais depósitos evidenciam transporte por correntes tracionais, provavelmente, originadas a partir da fusão de pequenas geleiras (de águas fundidas), e podem ser interpretados como indício da presença de sedimentos de contato de gelo, depósitos de *flowtill,* que ocorrem, comumente, nos subambientes supraglacial e terminoglacial (Zielinski & Loon, 1996).

IV - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FAIRCHILD, I.J. 1993. Balmy shore and ice watew: the paradox of carbonates associatedes with a glacial deposits in Neoproterozoic times. In: WRIGH, V.P. (ed.). Sedimentology.

GROTZINGER, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern plataform archetype. In: CRENVELLO, P.D.; WILSON, J.L.; READ, J.F.; (eds). *Controls and Carbonate Plataform and Basin Development.* U.S.A. Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 79-106 (Publ. Sp. 44).

ZIELINSKI, T. & LOON, A.J. 1996. Charactristics and genesis of marine-derived flowtil varieties. *Sedimentary Geology* **101**, 119-143.

NOVA DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA REGIONAL DO GRUPO MACAÚBAS NA FAIXA ARAÇUAÍ: O REGISTRO DE UMA BACIA NEOPROTEROZÓICA

NOCE[1], C. M.; PEDROSA-SOARES[1], A. C.; GROSSI-SAD[2], J. H.; BAARS[3], F. J.; GUIMARÃES[3], M. L. V.; MOURÃO[4], M. A. A.; OLIVEIRA[4], M. J. R. & ROQUE, N. C.

[1]UFMG-IGC/CPMTC; [2]GEOSOL-GEOLOGIA E SONDAGEM LTDA.; [3]PROJ. ESPINHAÇO-FUNDEP (ENDEREÇO ATUAL: DOCEGEO S.A.); [4]PROJ. ESPINHAÇO-FUNDEP (ENDEREÇO ATUAL: CPRM, BH)

Estudos pioneiros sobre o Grupo Macaúbas se devem a Moraes (vide p. ex., 1937). Karfunkel *et al.* (1985), Pedrosa-Soares *et al.* (1992, 1994) e Trompette (1994), dentre outros, apresentam sínteses do conhecimento sobre esta unidade. A subdivisão do Grupo Macaúbas, aqui apresentada, resulta do mapeamento efetuado pelo **Projeto Espinhaço** (convênio entre IGC-UFMG e COMIG-SEME) e compõe-se das formações Serra do Catuni, Rio Peixe Bravo, Duas Barras, Domingas, Nova Aurora, Chapada Acauã, Salinas e Capelinha (Fig. 1A).

Na porção setentrional da região, a oeste do Bloco de Porteirinha, a unidade basal do Grupo Macaúbas é a Formação Serra do Catuni, constituída por metadiamictitos, geralmente maciços, com intercalações de quartzito e filito. Destaca-se a ocorrência de significativos pacotes basais de quartzitos impuros, alguns individualizáveis em mapa (p. ex., na Serra do Gado Bravo, a sul de Janaúba). A leste do Bloco de Porteirinha, bordejando o Supergrupo Espinhaço Setentrional, a base do grupo é representada pela Formação Rio Peixe Bravo (Viveiros *et al.* 1978), constituída por intercalações de quartzitos impuros e filitos. Nas proximidades de Itacambira, quartzitos imaturos e mal selecionados, com níveis conglomeráticos, representam esta unidade. Em sua maior extensão, a Formação Rio Peixe Bravo é recoberta pela Formação Nova Aurora (Viveiros *et al.* 1978). Constituída por metadiamictitos, gradados ou não, com intercalações de quartzitos e raros filitos, a Formação Nova Aurora caracteriza-se pelo enriquecimento em hematita, encerrando expressivos depósitos do tipo Rapitan. Esta unidade transiciona, lateral e verticalmente, para a Formação Chapada Acauã que se caracteriza por espessos ciclos turbidíticos, cujos termos grosseiros são metadiamictitos, sucedidos por quartzitos e metapelitos. Granodecrescência ascendente e contatos erosivos entre ciclos são comuns. A porção superior da Formação Chapada Acauã é tipificada por alternâncias de quartzitos impuros e metapelitos. A Formação Salinas é constituída por monótona sucessão de quartzo-biotita xistos bandados (com intercalações de metagrauvacas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e grafita xistos), representantes de uma pilha turbidítica do tipo *deep-sea sand-mud sequence* (Pedrosa-Soares 1995). Esta formação exibe uma associação de fácies distal vulcano-sedimentar. Onde constatado no campo, a Formação Salinas repousa concordantemente sobre a Formação Nova Aurora ou sobre a Formação Chapada Acauã.

No domínio do Espinhaço Meridional (em torno do paralelo 17°30'), o conjunto basal do Grupo Macaúbas compreende as formações Duas Barras (quartzitos geralmente microconglomeráticos, com lentes de conglomerado) e Domingas (metassiltitos e metadolomitos estromatolíticos), comprovadamente sotopostas à Formação Serra do Catuni que, por sua vez, é recoberta pela Formação Chapada Acauã. Na porção sudeste desta região, a Formação Salinas é capeada pela Formação Capelinha que é constituída por alternâncias de xisto e protoquartzito, na base, e ortoquartzitos predominantes no topo.

Excluída a Formação Capelinha, a variação litofaciológica lateral (Fig. 1B) caracteriza o Grupo Macaúbas como uma sequência de marcante polaridade sedimentar no sentido leste, sugerindo ambiente de margem continental passiva (Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Pedrosa-Soares 1995). As unidades rudito-arenosas e areno-pelíticas basais (formações Rio Peixe Bravo e Duas Barras, quartzitos basais da Formação Serra do Catuni) evidenciam ambiente de deposição fluvial a costeiro (Drumond *et al.* 1980), sendo interpretadas como registros da fase sin-rifte da abertura da bacia Macaúbas. Os edifícios recifais da Formação Domingas sugerem sedimentação marinha litorânea pré-glacial. Os espessos metadiamictitos maciços (localmente com matacões métricos) da Formação Serra do Catuni podem ser interpretados como depósitos glácio-litorâneos (Gravenor *et al.* 1984, Karfwnkel & Hoppe 1988), relacionados também à fase rifte. Uma idade entre 1000 e 900 Ma para o preenchimento inicial do rifte é inferida pelo estudo de estromatólitos da Formação Domingas (Schöll 1976), pela datação U-Pb de diques básicos que cortam o Supergrupo Espinhaço (Machado *et al.* 1989) e por datações Rb-Sr de frações argilosas da Formação Bebedouro (Macedo & Bonhomme 1984). Posteriormente, o rifte seria alimentado pelo retrabalhamento dos espessos pacotes diamictíticos deixados pelas geleiras na costa e plataforma proximal. Este sedimentos retrabalhados (em plataforma movimentada por falhas) constituem o extenso e espesso painel diamictítico com intercalações areno-pelíticas, representantes de *debris flows* a turbiditos de baixa densidade, das formações Nova Aurora e Chapada Acauã. A porção oriental da Formação Chapada Acauã registra os ciclos turbidíticos plataformais mais distais. A Formação Salinas marca a máxima distensão da bacia, que culmina com vulcanismo de assoalho oceânico (MORB) e sedimentos exalativos associados, em torno de 800 Ma (Pedrosa-Soares 1995). A Formação Capelinha, cujo registro litológico é conflitante com a polaridade sedimentar do Grupo Macaúbas, representaria depósitos relacionados ao fechamento da bacia, provenientes de áreas-fonte orientais, compondo um prisma acrescionário edificado, no Evento Brasiliano, quando da sutura da Faixa Araçuaí (Pedrosa-Soares 1995; este autor, entretanto, retira a

Formação Capelinha do Grupo Macaúbas, em função do marcante contraste sedimentar, pois espessos pacotes de ortoquartzitos Capelinha repousam sobre a associação vulcano-sedimentar de assinatura MORB da Formação Salinas).

AGRADECIMENTOS

À Laurenn Wolochate Aracema (BIC-FAPEMIG) pela ajuda nos desenhos digitais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DRUMOND, J. B. V.; von SPERLING, E.; RAPOSO, F. O. 1980. *Projeto Porteirinha-Monte Azul.* DNPM-CPRM, v.1, 559 p., Belo Horizonte.

GRAVENOR, C. P.; BRUNN, V. V.; DREIMANIS, A. 1984. Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits. *Earth Science Reviews* **20**:105-166.

KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **65**:1-21.

KARFUNKEL, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; DOSSIN, I. A. 1985. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, revisão dos conhecimentos. In: Simp. Geol. Minas Gerais 3, 1985. *Anais* ... Belo Horizonte, SBG, p.45-59.

MACEDO, M. H. F. & BONHOMME, M. G. 1984. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.* **14** (3): 153-163.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F. R.; KNAUER, L. G. 1989. Resultados preliminares de geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simp. Geol. Minas Gerais 5, 1989. Belo Horizonte. *Anais*... Belo Horizonte, SBG-MG. Bol. 10, p. 171-174.

MORAES, L. J. de 1937. *Geologia econômica do norte de Minas Gerais.* SFPM-DNPM, bol. 19, 192p., Rio de Janeiro.

PEDROSA-SOARES, A. C. 1995. Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico. 177 p. Tese de Doutorado. IG/UnB. Brasília.

PEDROSA-SOARES, A. C.; DARDENNE, M. A.; HASUI, Y.; CASTRO, F. D. C.; CARVALHO, M. V. A. 1994. Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. Edição SEME-COMIG. 97 p.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, Ph.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS, O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **6**(1/2): 33-47.

SCHÖLL, W. U. 1976. Estromatólitos (conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, 1976. *Resumos*... Belo Horizonte, SBG, 1976, p. 363.

TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana. Rotterdam.* A. A. Balkema. 350p.

UHLEIN, A. 1991. Transição craton-faixa dobrada : exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais (aspectos estratigráficos e estruturais). 295p. Tese de Doutorado IG/USP. São Paulo.

VIVEIROS, J.F.M; SÁ, E.L.; VILELA,O.V.; SANTOS, O.M.; MOREIRA, J.M.P.; NETO, F.H., VIEIRA, W.S. 1978. Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. *Anais*... Recife, SBG, 1978. v.1, p.243-254.

Figura 1A. Mapa Geológico Simplificado do Setor Setentrional do Grupo Macaúbas, MG.

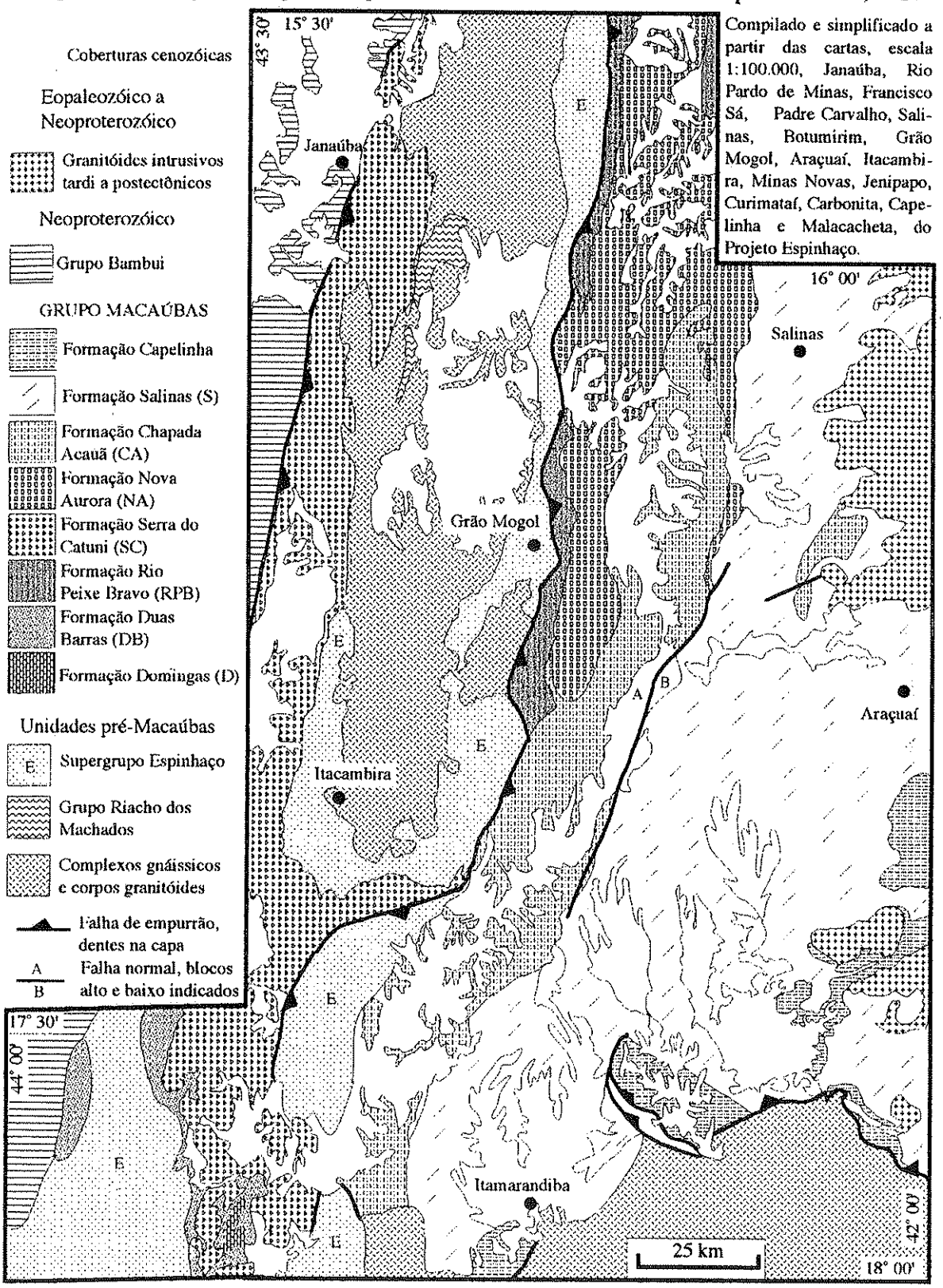
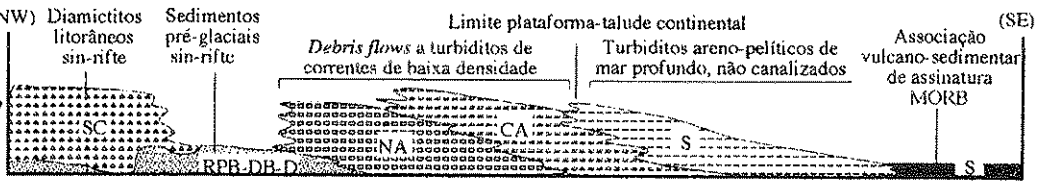


Fig. 1B (siglas acima; seção fora de escala)



A QUESTÃO DAS "OROGENIAS" URUAÇUANO/ESPINHAÇO NAS PROVÍNCIAS TOCANTINS & SÃO FRANCISCO

SUITA, MARCOS T.F.

DEMIN/EM/UFOP CAMPUS MORRO DO CRUZEIRO, OURO PRETO, MG, 35.400-000;

e-mail: *suita@degeo.ufop.br*

I. INTRODUÇÃO

Almeida (1968), Hasui & Almeida (1970) e Almeida et al. (1976), definiram a Orogênese ou Ciclo Uruaçuano na região de Uruaçu, Goiás, próxima a área do Complexo de Barro Alto (CBA, Goiás; Suita et al., 1994), na Província Tocantins (PT), em base a idades Rb/Sr e K/Ar. A Orogênese Espinhaço, na Província São Francisco (PSF), foi definida por Brito Neves et al. em 1979, em base a algumas datações U-Pb e Rb/Sr. Desde estas definições até o presente ocorreu um debate crescente sobre a evolução geocronológica e tectônica das províncias PT e PSF (unidades afetadas pela Orogênese Brasiliana), entre o Mesoproterozóico inferior e o Neoproterozóico. A evolução do conhecimento sobre estas províncias deveu-se a estudos detalhados de geologia estrutural e a datações U-Pb de precisão em zircões, em áreas e sequências petrotectônicas chaves (p.ex.: Brito Neves et al., 1979; Caby & Arthaud, 1987; Machado et al., 1989; Cordani et al., 1992; Chemale Jr. et al., 1994; Chauvet et al.. 1994; Dossin et al., 1994; Dussin et al., 1995, 1997; Pimentel, 1992; Pimentel et al., 1991a, b, 1993a, b, 1994; Babinski et al., 1994; Ferreira Filho et al., 1994; Schobbenhaus et al., 1994; Silva et al., 1995a, b; Strieder & Suita 1996, subm.; Suita et al. 1994; Suita & Chemale, 1995, 1997; Van Schmus et al., 1997; e referências neles contidas).

II. AS ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS, IDADES U-PB E OS "CICLOS" URUAÇUANO E ESPINHAÇO.

Suita et al. (1994) e Suita & Chemale (1995) mostraram que as principais associações petrotectônicas pós-Paleoproterozóicas, nas províncias PT e PSF, incluindo sequências infra- e supracrustais, de alto a baixo grau metamórfico, das Faixas Uruaçú e Espinhaço, antes atribuídas aos "Orógenos" Uruaçuanos e Espinhaço (Fuck e tal., 1989; Brito Neves, 1992; Brito Neves & Cordani, 1991), respectivamente, têm idades ígneas ou entre ca. 1,8-1,6 Ga (associações de caráter bimodal máfico-félsico, alcalino e intracontinental; Suita & Chemale Jr., 1997, este evento) ou entre ca. 0,9-0,6 Ga (p.ex.: Pimentel et al., 1993a; Ferreira Filho et al., 1994; Suita et al., 1994). Nestas províncias todas as associações petrotectônicas têm metamorfismo e deformação no Ciclo Brasiliano. O metamorfismo referido como Uruaçuano-Espinhaço (ca. 1,2-1,0 Ga) ocorreu no Ciclo Brasiliano, ca. 0.90-0.55 Ga (Pimentel et al., 1991a, b, 1992, 1993a; Ferreira Filho et al., 1994; Suita et al. 1994). Suita & Chemale (1995) definiram os "Ciclos" Uruaçuano e Espinhaço como eventos magmáticos locais e o Ciclo Brasiliano como única orogênese, do Mesoproterozóico inferior ao Neoproterozóico na PT. Em contraposição a estes dados acima citados, existem trabalhos na PSF, (p.ex.: Almeida Abreu, 1995; Renger & Knauer, 1995; e referências neles contidas), que propoem modelos orogênicos para a evolução do Supergrupo Espinhaço. Segundo Almeida Abreu (1995), baseado em datações de Cordani et al. (1992) de granitóides e albititos hidrotermalizados ou não, a inversão tectônica orogênica da bacia Espinhaço teria ocorrido a cerca de 1,5 Ga.

Suita et al. (1994) e Suita & Chemale (1995) têm baseado suas proposições, em especial na área do Complexo de Barro Alto (CBA, Goiás, PT), localidade tipo do Ciclo Uruaçuano, na ausência de: A. datações U-Pb, em zircões, com idades metamórficas das Orogenias Uruaçuano e Espinhaço; B. perda de Pb radiogênico nas principais associações petrotectônicas, entre ca. 1,6-0,8 Ga; C. associações rochosas orogênicas, do tipo andesitos, datadas entre 1,4-1,0 Ga; D. registro do retrabalhamento e da deposição sedimentar, pós-tectônica, do tipo molassas, destes "ciclos" geotectônicos; E. desenvolvimento de típicas rochas máfico-ultramáficas de crosta oceânica, datadas no intervalo entre cerca de 1,7 e 1,2 Ga.; e F. presença, somente, de rochas intrusivas tipicamente anorogênicas e/ou de fenômenos hidrotermais, como albititos hidrotermais, gabros toleíticos e granitóides (alguns do tipo "A"), datados entre ca. 1,44-0,96 Ga (U-Pb em zircões, p.ex.: Turpin et al., 1988; Cordani et al., 1992; Pimentel et al., 1994; Suita et al., 1994; Correia et al., 1997).

III. CONCLUSÕES

Em nossa opinião, as orogêneses Uruaçuano e Espinhaço foram estabelecidas (p.ex.: Almeida, 1968; Hasui & Almeida, 1970; Almeida et al., 1976; Brito Neves et al., 1979; Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves, 1992), em base a métodos geocronológicos pouco precisos para litossequências de terrenos intensamente deformados e metamorfisados. Estes dados geocronológicos indicam mais "errócronas" para as idades obtidas do que eventos geológicos significativos. Hoje, tem-se de provar a inexistência das Orogêneses Uruaçuana e Espinhaço, quando se deveria provar que ocorreram orogenias em base a fatos e dados fidedignos e reproduzíveis (p.ex.: datações U-Pb de precisão em zircões).

IV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS (outras importantes referências serão fornecidas no trabalho em preparação):

ALMEIDA, F.F.M. -1968- *An. Acad. Bras. Ci.*, Rio de Janeiro (RJ), 40:285-295, jun. 1968, Suplemento.

ALMEIDA, F.F.M. et al. -1976- *B. Inst. Geocienc.*, São Paulo (SP), 7:45-80.

ALMEIDA ABREU, P.A. -1995- *GEONOMOS*, 3(1): 1-18.

BABINSKI, M.; BRITO NEVES, B.B.; MACHADO, N.; NOCE, C.M.; UHLEIN, A. & VAN SCHMUS, W.R.- 1994- In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, *Resumos Expandidos*..., Balneário Camboriú (SC), SBG, p. 409-410.

BRITO NEVES, B.B. -1992- *Rev. Bras. Geoc.* 22(4); 449-461.

BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K; CORDANI, U.G. & DELHAL, J. -1979- *Rev. Bras. Geoc.*, 9: 71-85.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. -1991- *Precambrian Res.*, 53: 23-40.

CABY, R. & ARTHAUD, M. -1987- *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): 636.

CHEMALE JR., F.; ROSIERE, C.A. & ENDO, I. -1994- *Precambrian Res.*, 65: 25-64.

CHAUVET, A.; DOSSIN, I. & CHARVET, J. -1994- *Precambrian Res.*, 68: 139-167.

CORDANI, U.G.; IYER, S.S.; TAYLOR, P.N.; KAWASHITA, K.; SATO, K. & MACREATH, I. -1992- J. South Am. Earth Sci., 5: 33-46.

CORREIA, C.T.; TASSINARI, C.C.G.; LAMBERT, D.D.; KINNY, P. & GIRARDI, V.A.V. -1997- In : SSAGI- South-American Symposium on Isotope Geology. *Extended Abstracts*..., Campos do Jordão (SP), June, SBG, p. 88-89.

DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A. & ROSSI, P. -1993- In: Simpósio do Craton do São Francisco, II, *Anais*..., Salvador (BA), SBG, p. 39-42.

DUSSIN, T.M.; DUSSIN, I.A.; ROSSI, P. & CHARVET, J. -1995- In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, *Anais*..., Diamantina (MG), SBG/Núcleo MG, Bol. 13:11-13.

DUSSIN, T.M.; DUSSIN, I.A.; NOCE, C.M.; ROSSI, P. & CHARVET, J. -1997- In : SSAGI- South-American Symposium on Isotope Geology. *Extended Abstracts*..., Campos do Jordão (SP), June, SBG, p.104-106.

FERREIRA FILHO, C.F.; KAMO, S.L.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E. & NALDRETT, A.J. -1994- *Precambr. Res.*, 68(3/4): 241-256.

FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. -1989- *Geochem. Brasil.*, 3: 125-140.

HASUI & ALMEIDA, F.F.M. -1970- *B. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo (SP), 19(1):5-26, set, 1970.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G. & ABREU, P.A.A. -1989- In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, *Anais*..., Belo Horizonte (MG), SBG/Núcleo MG, Bol. 10: 171-174.

PIMENTEL, M.M. -1992- In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Resumos Expandidos*..., São Paulo (SP), SBG, p.186.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L. & FUCK, R.A. -1991a- *J. South Amer. Earth Sciences*, 4(4): 295-305.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. & MARINI, O.J. -1991b- *Precambrian Res.*, 52: 321-335.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L. & FUCK, R.A. -1992- *An. Acad. Bras. Ciências*, 64 (1): 19-28.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; MACHADO, N.; FUCK, R.F.; RIBEIRO, R.K. & VIANA, M.G. -1993a- In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, *Resumos Expandidos*..., Brasília (DF), SBGq, p. 255-258.

PIMENTEL, M.M.; RODRIGUES, J.B.; FUCK, R.A. & MACHADO, N. -1993b- In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, *Resumos Expandidos*..., Brasília (DF), SBGq, p. 259-261.

PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. & LOBATO, L.M. -1994- In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, *Resumos Expandidos*..., Balneário Camboriú (SC), SBG, (2): 389-390.

RENGER, F.E. & KNAUER, L.G. -1995- *GEONOMOS*, 3(1): 31-39.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUZ, H.E. (coord.) -1984- GEOLOGIA DO BRASIL.- Brasília (DF), DNPM, MME, REPÚBLICA FEDERATIVA DO BRASIL, 501 p..

SCHOBBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A. & LORK, A. -1994- In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38º, *Resumos Expandidos*..., Balneário Camboriú (SC), SBG, (2): 397-399.

SILVA, A.M.; CHEMALE JR., F. & HEAMAN, L. -1995a- In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, *Resumos Expandidos*..., Diamantina (MG), SBG, p. 89-90.

SILVA, A.M.; CHEMALE JR., F. & KUYUMJIAN, R. -1995b- In: SNET, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V, *Extended Abstracts*.., Gramado (RS), Novembro, SBG, p. 209-210.

STRIEDER, A.J. & SUITA, M.T.F. -1996- In: Symposium Archaean Terranes of the South America Platform, I, *Extended Abstracts*..., Brasília (DF), Abril, SBG, p. 57-58.

STRIEDER, A.J. & SUITA, M.T.F. -- *J. Geodynamics.*, (subm.).

SUITA, M.T.F. -1996- Porto Alegre, UFRGS, Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação, Tese (Doutorado, inédito), 525 p..

SUITA, M.T.F., HARTMANN, L.A. & KAMO, S.L. -1994- *In*: ISUM- International Symposium on the Physics & Chemistry of the Upper Mantle, *Expanded Abstracts*..., São Paulo (SP), August, p. 82-84.

SUITA, M.T.F. & CHEMALE JR., F. -1995- *In*: SNET, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V, *Expanded Abstracts*..., Gramado (RS), Novembro, SBG, p. 98-100.

SUITA, M.T.F. & CHEMALE JR. F. -1997- *In*: EUG-9, European Union of Geoscience, *Extended Abstracts*..., Strasbourg, France, Março, EUG, p. 362-363.

TURPIN, L.; MARUEJOL, P. & CUNEY, M. -1988- *Contr. Mineral. Petrol.*, 98: 139-147.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACKER, P.C.; BABINSKI, M.; FETTER, A.H. & DANTAS, E.L. -1997- In: SSAGI- South-American Symposium on Isotope Geology. *Extended Abstracts*..., Campos do Jordão (SP), June, SBG, p. 27-29.

AS FAIXAS DOBRADAS ARAÇUAÍ - PARAMIRIM E OS EVENTOS GEOLÓGICOS NO LIMITE MESO-NEOPROTEROZÓICO

UHLEIN[1], A.; TROMPETTE[2], R.
[1] IGC/UFMG
[2] UNIV.AIX-MARSEILLE, FRANÇA

1. AS FAIXAS NEOPROTEROZÓICAS ARAÇUAÍ - PARAMIRIM E OS CRÁTONS ADJACENTES.

Os crátons do São Francisco e Salvador-Congo consistem em um embasamento arqueano/paleoproterozóico e coberturas sedimentares meso a neoproterozóicas: o Sg. Espinhaço e os Grupos Bambuí-Una, que apresentam deformação e metamorfismo incipientes.

A faixa Araçuaí (Almeida, 1977), localizada na borda sudeste do Cráton do São Francisco, mostra domínios estruturais externo e interno. O primeiro mostra uma estrutura de dobras e empurrões envolvendo um embasamento arqueano/ paleoproterozóico, o Sg. Espinhaço (mesoproterozóico) e o Grupo Macaúbas (neoproterozóico), com metamorfismo da facies xisto verde a anfibolito. O domínio estrutural interno é constituído pelo embasamento policíclico e o Complexo Jequitinhonha, provavelmente neoproterozóico, representando, assim, um equivalente estratigráfico mais metamórfico do Grupo Macaúbas. O domínio externo mostra vergência para o Cráton do São Francisco, enquanto que o domínio interno, constituído por gnaisses e granitos, não apresenta vergência bem definida. A faixa Araçuaí, em conjunto com a faixa W-Congo, constitui-se num orógeno de dupla vergência (Trompette, 1994), onde o mecanismo de encurtamento no domínio interno ainda não é bem conhecido.

A faixa Paramirim (Trompette et al., 1992; Schobbenhaus, 1993), localizada entre os crátons do São Francisco e Salvador-Congo, é constituída por três unidades: o embasamento arqueano/ paleoproterozóico remobilizado, o Grupo Oliveira dos Brejinhos (mesoproterozóico, incluído no Supergrupo Espinhaço) e o Grupo Santo Onofre, este último correlacionado ao Sg. Espinhaço (Dominguez, 1993) ou ao Grupo Macaúbas (Schobbenhaus, 1993). A faixa Paramirim apresenta metamorfismo da fácies xisto verde e uma estrutura de dobras e empurrões vergentes para o Cráton do São Francisco e, localmente, para o Cráton Salvador-Congo.

2. EVENTOS GEOLÓGICOS NO LIMITE MESO-NEOPROTEROZÓICO.

Nas faixas Araçuaí - Paramirim e nas bordas cratônicas adjacentes pode-se identificar dois eventos extensionais e apenas um evento orogênico (veja síntese e referências em Uhlein et al., 1995). A primeira fase extensional está relacionada a sedimentação da fase rifte do Sg. Espinhaço, em torno de 1750 a 1700 m.a. A segunda fase extensional marca a individualização do rifte neoproterozóico, provavelmente entre 1000 a 900 m.a. O evento orogênico está relacionado ao final do Ciclo Brasiliano, em torno de 650 a 550 m.a.

O objetivo deste trabalho é o de descrever os eventos geológicos do limite meso-neoproterozóico nas faixas Araçuaí - Paramirim e bordas cratônicas adjacentes. Dar-se-á ênfase ao domínio externo da faixa Araçuaí, melhor conhecido e estudado. Assim sendo, os principais eventos geológicos da passagem meso-neoproterozóico são relacionados e resumidamente discutidos abaixo:

2.1 Enxame de diques máficos.

Estas rochas intrudiram o Sg. Espinhaço e seu embasamento, provavelmente entre 1000 e 900 ma. São diabásios e microgabros com afinidade toleítica/alcalina continentais. Petrograficamente, evidenciam-se minerais de origem secundária, como anfibólios formados a partir do piroxênio original e epidoto, clorita e albita formados a partir do plagioclásio cálcico original. Mostram deformação heterogênea, com porções isótropas e faixas com foliação protomilonítica e metamorfismo da fácies xisto verde, relacionadas à deformação orogênica brasiliana, especialmente visível na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional.

2.2 Tectônica extensional do início do Ciclo Brasiliano (1000 - 900 ma).

Falhas normais aproximadamente norte-sul, seguindo linhas de fraqueza herdadas do rifte Espinhaço, foram responsáveis pela abertura do rifte Araçuaí. O Sg. Espinhaço foi soerguido e basculado de maneira diferenciada por esta tectônica extensional neoproterozóica. Quando elevado, sofreu profunda erosão associada à sedimentação do Gr. Macaúbas. A discordância angular localmente visível entre o Sg. Espinhaço e o Gr. Macaúbas na borda oeste da Serra do Espinhaço deve-se a este evento tectônico extensional. A posição das falhas normais é sugerida pela formação de cunhas clásticas sub-aquosas, diamictitos do Gr. Macaúbas, que são interpretados como depósitos gravitacionais (fluxos de detritos). Estas falhas, devido a fase de inversão tectônica da bacia (Orogênese Brasiliana), foram invertidas, provavelmente, como falhas de empurrão.

Esta tectônica extensional utilizou zonas de fraqueza pré-existentes, relacionadas ao rifte Espinhaço (mesoproterozóico), representando uma feição magnífica de herança tectônica.

2.3 Glaciação na área estável e ressedimentação nas bacias neoproterozóicas.

Um evento glacial foi caracterizado no Brasil Central (veja síntese em Karfunkel & Hoppe, 1988) no limite meso-neoproterozóico. Diamictitos depositados sobre pavimentos estriados são considerados glacio-continentais e/ou glacio-marinhos nas futuras áreas cratônicas. No rifte Araçuaí este material grada para depósitos gravitacionais, como fluxos de detritos (diamictitos) e turbiditos (metaritmitos areno-argilosos) que constituem o Gr. Macaúbas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.de - 1977- O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* **7**(4): 349-364.

DOMINGUEZ, J.M.L.- 1993- As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: *O Cráton do São Francisco*. Editores: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI,A., SBG-SGM: 137-160.

KARFUNKEL,J. & HOPPE, A.-1988- Late Proterozoic glaciation in Central Eastern Brazil:synthesis and model. Paleogeo.Paleocl.Paleoecol.**65**:1-21.

SCHOBBENHAUS,C.-1993- O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região centro-leste: uma revisão. 166 p. Tese de doutorado, Univ. Albert-Ludwig, Freiburg, Alemanha.

TROMPETTE, R., UHLEIN,A., EGYDIO-SILVA,M., KARMANN,I.-1992- The brasiliano São Francisco Craton revisited (Central Brazil). *J.South Am.Earth Sci.* **6** (1/2): 49-57.

TROMPETTE, R.-1994- *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan/African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Balkema, 352 pg.

UHLEIN,A., TROMPETTE, R., EGYDIO-SILVA,M.- 1995- Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3**(1): 99-107.

GEOLOGIA DE PARTE DO SEGMENTO CRUSTAL SITUADO ENTRE AS CIDADES DE OLIVEIRA, CAMPO BELO E SANTANA DO JACARÉ, MG

CARNEIRO[1], MAURÍCIO ANTÔNIO; CARVALHO JÚNIOR[2], IRNEU MENDES DE; FERNANDES[2]; RINALDO AFRÂNIO; TEIXEIRA[3], WILSON

[1]DEGEO/EM/UFOP; [2]DEGEO/EM/UFOP - BOLSISTA PIBIC; [3]DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL/IG/USP

A região em estudo está inserida na porção meridional do Craton do São Francisco em Minas Gerais, mais precisamente no interior do triângulo balizado pelas cidades de Oliveira (leste), Campo Belo (oeste) e Santana do Jacaré (sul). A motivação inicial da pesquisa geológica nesta área foi a presença de rochas ultramáficas nas imediações do Ribeirão dos Motas, referenciadas primeiramente por .Silva *et al.* (1978) e, posteriormente, por Machado Filho *et al.* (1983). Desde 1993, a partir de um mapeamento geológico de detalhe (realizado na escala de 1:10.000), variadas características geológicas das rochas deste segmento crustal vem sendo relatadas (Carneiro *et al.* 1996a, 1997a, 1997b; Carvalho Jr. *et al.* 1997; Fernandes *et al.* 1997). Agora, neste resumo, pretende-se traçar um painel acerca dos resultados geológicos já obtidos, discutir as principais feições tectônicas deste terreno e as suas implicações no contexto da evolução arqueana do Craton do São Francisco Meridional. Neste sentido, a partir dos dados geológicos disponíveis, é possível enquadrar as rochas da região em quatro grandes suítes: **Gnáissica (SG)**, **Ultramáfica (SU)**, **Máfica (SM)** e **Granitóide (SGr)**. Ao que tudo indica, a **SG** é a unidade mais antiga da região estudada. Os gnaisses desta suíte, de acordo com Fernandes *et al.* (1997), são rochas de cor cinza esverdeada, bandadas e localmente migmatizadas com textura lepdo-nemato-granoblástica. A sua mineralogia essencial é formada por microclina, plagioclásio, quartzo, hiperstênio, diopisídio, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são zircão, rutilo e apatita. Tal mineralogia, segundo Fernandes *et al.* (1997), implicaria numa gradação metamórfica da fácies granulito a xisto verde, fato que pode ser estendido para as outras suítes da região em apreço. De natureza variada são as intercalações petrográficas encontradas nas áreas dominadas pela **SG**. Estas intercalações vão desde possantes corpos da **Suíte Ultramáfica**, passando por anfibolitos (**SU ?/ SM ?**) diques espessos e bem preservados da **SM** e rochas da **SGr**. Este cenário reflete a complexidade geológica da região que tem ainda, como agravante, algumas relações tectônicas e/ou petrogenéticas não totalmente esclarecidas. É o caso, por exemplo, da situação encontrada nas áreas dominadas pela **SU**. Nestes locais, além da intercalação sistemática de peridotitos com piroxenitos da Seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas (**SARM;** Carneiro *et al.* 1996a, 1997a, 1997b; Carvalho Jr. *et al.* 1997), encontram-se matacões de anfibolito. Esta situação que poderia, a princípio, implicar na existência de intercalações mais diferenciadas (máficas) no âmbito da **SARM**, tem, no entanto, um agravante. Em vários locais da região, onde não existem quaisquer indícios da presença de rochas ultramáficas, são encontrados diques de anfibolito, intrusivos na **SG**. Assim sendo, duas hipóteses poderiam ser aventadas para explicar tal situação: 1ª.) a existência de duas gerações de rochas anfibolíticas, de modo que uma delas está diretamente relacionada à **SARM** e a outra relacionaria-se a episódios mais recentes da evolução crustal deste segmento cratônico; 2ª.) trata-se apenas de uma geração de rochas anfibolíticas, derivadas de um mesmo episódio máfico fissural, amplamente disseminado por toda região. Neste caso, as rochas ultramáficas da **SARM** seriam apenas as encaixantes para os diques de anfibolito. Petrograficamente, no entanto, todos os anfibolitos encontrados na região são semelhantes de modo que, até o momento, não é possível diferenciar duas gerações apenas pelas relações de campo. No sentido de esclarecer esta, e outras questões petrogenéticas, foi empreendido um vasto programa de geoquímica em rocha total. Alguns resultados geoquímicos preliminares (em rocha total) e química mineral (Microssonda) a partir das rochas da **SU** foram apresentados e discutidos por Carneiro *et al.* (1996a, 1997a, 1997b). Esta suíte, como aqui compreendida, abrange além das rochas da **SARM** (descritas por Carneiro *et al.* 1996a, 1997a, 1997b; Carvalho Jr. *et al.* 1997) outras ocorrências de corpos ultramáficos disseminados na região em estudo. Todas estas ocorrências têm, em comum, além da intercalação de horizontes (ou camadas) de peridotitos e piroxenitos, texturas tipicamente cumuláticas, onde a mineralogia essencial, de acordo com Carvalho Jr. *et al.* (1997), é formada por relíctos de olivinas e espinélios, anfibólios (hornblenda magnesiana) e piroxênios (enstatita e clinoenstatita). Ainda de acordo com Carvalho Jr. *et al.* (1997), duas paragêneses metamórficas estão presentes nas rochas da **SARM**: a) a primeira, de alto grau, é constituída olivina e piroxênios recristalizados, anfibólios e picotita; b) a segunda, de baixo grau, é constituída por serpentina, clorita, magnetita e cromo-espinélio. O caráter tipicamente horizontalizado do bandamento petrográfico das rochas da **SARM**, descrito até então por Carneiro *et al.* (1996a, 1997a e 1997b) e Carvalho Jr. *et al.* (1997) apresenta, no entanto, algumas variações. É o caso, por exemplo, das diversas famílias de dobras encontradas recentemente em afloramentos de rochas ultramáficas situadas a leste do Rio Jacaré. Os eixos de tais dobras caem para W - SW com ângulos da ordem de 15 a 20 graus. A direção destes eixos está, a princípio, em desacordo com o padrão estrutural apresentado pela **SG**, onde as rochas desta suíte apresentam uma marcante foliação milonítica, de caráter sinuoso, que vai de EW - NE (na parte sudoeste da área), para NS - NW na porção central e,

finalmente, inflete para NE - EW na parte nordeste da área mapeada. Esta foliação mergulha, predominantemente, para NW ou SE, com valores médios em torno de 60 graus. Nesta trajetória, esta foliação milonítica contorna e, ao mesmo tempo, atravessa uma grande massa de rochas ultramáficas, originalmente compreendida como a **SARM** (Carneiro *et al.* 1996a, 1997a e 1997b). Localmente, no interior deste corpo, é possível observar uma foliação milonítica bem desenvolvida, caracterizada por leitos anastomosados de serpentina, discordantes do bandamento petrográfico de natureza magmática (Carneiro *et al.* 1996a, 1997a e 1997b; Carvalho Jr. *et al.* 1997). Os indicadores cinemáticos, observados ao longo da trajetória desta foliação descrevem um movimento transcorrente destral, predominantemente oblíquo. Estas características estruturais associadas aos resultados geocronológicos preliminares obtidos a partir de rochas da **SU** (Carneiro *et al.* 1996a, 1997b) indicam, a princípio, que o segmento crustal, ora considerado, esteve submetido ao Evento Rio das Velhas (ocorrido por volta de 2,78 Ga), descrito por Carneiro (1992) e Carneiro *et al.* (1996b). Ao que tudo indica, esta foliação milonítica é anterior a colocação crustal das rochas da **SM**, que é constituída por variados diques máficos. É notável a possança de alguns destes diques, que afloram por mais de cem metros de largura e por uma extensão contínua maior que 10 Km. Este é caso particular de dois diques de mafitos que cortam a porção meridional da área estudada, no sentido SE/NW. Tal direção, que parece ser a preferencial para o evento magmático responsável por estes mafitos, é aqui designada de ***Sistema Lençóis***. As rochas **SM** são holocristalinas de caráter anisotrópico com texturas variadas, tais como: ofítica, subofítica, glomerofírica e, mais raramente, granoporfiroblástica e nematoblástica. De acordo com Fernandes *et al.* (1977) as rochas desta suíte são constituídas, essencialmente, por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, com quartzo subordinado. A hornblenda ocorre comumente como produto da transformação do clinopiroxênio. Em outros casos, ela parece ser primária. Os minerais acessórios, tais como, apatita, opacos, zircão e alanita são geralmente encontrados inclusos nos piroxênios. A uralitização, saussuritização e a caolinização são bastante comuns nestas rochas, de modo que os minerais secundários estão representados por hornblenda, carbonatos, epídoto, clinozoizita, mica branca e biotita. Diques com estas características, que afloram na região de Lavras - Bonsucesso, a sudeste da área em estudo, têm sido descritos por Pinese (1997) e as suas idades geocronológicas variam do Neoarqueano ao Paleoproterozóico. Finalmente, as rochas da **SGr** são anisotrópicas de coloração clara, com granulação variando de fina a grossa e mostrando cristais inequigranulares anédricos a subédricos, exibe textura granoblástica a grano-lepdoblástica subordinada. De acordo com Fernandes *et al.* (1997) estes granitóides são constituídos basicamente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e granada. Os acessórios característicos são o rutilo e a biotita. A idade geocronológica das rochas desta suíte ainda não é conhecida, mas elas devem ser posteriores ao evento tectônico que imprimiu a foliação milonítica nas rochas das **SG** e **SU**. Segundo Fernandes *et al.* (1977), algumas das rochas da **SGr** exibem feições de natureza vulcânica a sub-vulcânica. No entanto, como foram encontrados recentemente granitóides típicos na região em estudo, as rochas com as características vulcânicas a sub-vulcânicas de Fernandes *et al.* (1977) podem estar relacionadas aos corpos pegmatíticos tardios, bastante disseminados no âmbito da **SG**.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CARNEIRO, M. A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano. São Paulo, 233p. (Tese de Doutoramento, IG-USP).

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; NALINI Jr., H. A.; BILAL, E.; OLIVEIRA, A. H. de; CARVALHO Jr., I. M de. 1996a. Archean ultramafic-mafic magmatism in the Southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM, Brasília. 1996. *Anais* ... Brasília, SBG, p. 32 e 33.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; NOCE, C. M.; FERNANDES, R. A. 1996b. Archean growth processes in the Quadrilátero Ferrífero: A geochronological U-Pb and Sm-Nd approach to the Rio das Velhas Event (2780 - 2700 Ma). In SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM. Brasília. 1996. *Anais* ... Brasília, SBG, p. 59 e 60.

CARNEIRO, M. A.; NALINI, Jr., H. A.; BILAL, E.; CARVALHO Jr., I. M. de, TEIXEIRA, W.; MOUTTE, J. 1997a. A seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas, Minas Gerais, Brasil. In: X SEMANA DE GEOQUÍMICA, IV CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA. Braga. 1997. *Actas* ... Braga, p. 31-33.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO Jr., I. M. de; OLIVEIRA, A. H. de; FERNANDES, R. A. 1997b. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, Southern São Francisco Craton, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão. 1997. *Extended Abstracts*... Campos do Jordão, SBG, p. 63-64.

CARVALHO Jr, I. M. de; CARNEIRO, M. A.; SUÍTA, M. T. de F.; TEIXEIRA, W. 1997. Anfibólio intercúmulos na Seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas: um modelo petrogenético para sua origem. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX, Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (no prelo).

FERNANDES, R. A.; CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W. 1997. O metamorfismo das rochas da região de Santana do Jacaré, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX., Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (neste volume).

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. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória*. Vol. **32**, p:27-304.

PINESE, J. P. P. 1997. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção sul do Craton do São Francisco*. São Paulo, 178 p. (Tese de Doutoramento, IG-USP).

SILVA, J. N.; SEIXAS, S. R. M.; PIMENTEL, G. De B.; COUTINHO, M. G. Da M. 1978. *Projeto Mantiqueira - Furnas*. Relatório Final. Belo Horizonte, CPRM/DNPM, 1978. 7v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2374).

ANFIBÓLIO INTERCÚMULOS NA SEQÜÊNCIA ACAMADADA DE RIBEIRÃO DOS MOTAS: UM MODELO PETROGENÉTICO PARA SUA ORIGEM

CARVALHO JÚNIOR[1], IRNEU MENDES DE; CARNEIRO[2], MAURÍCIO ANTÔNIO; SUÍTA[3], MARCOS TADEU DE FREITAS; TEIXEIRA[4], WILSON

[1]DEGEO/EM/UFOP - BOLSISTA PIBIC; [2]DEGEO/EM/UFOP; [3]DEMIN/EM/UFOP; [4]DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL/IG/USP

INTRODUÇÃO

A Seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas (SARM), descrita por Carneiro *et al.* (1996; 1997a; 1997b), compreende rochas peridotíticas e piroxeníticas interpostas em camadas horizontalizadas, que são intrusivas em terrenos de alto grau da porção meridional do Craton do São Francisco (Carneiro *et al.* 1997c; Fernandes *et al.* 1997). Subordinadamente às rochas ultramáficas da SARM, mas até o momento sem relações estratigráficas e genéticas evidentes, ocorrem exposições de gabronoritos e gabros, anfibolitizados ou não. Rochas de composição semelhante, mas aflorando na forma de diques intrusivos nos gnaisses encaixantes da SARM, constitui a Suíte Máfica de Carneiro *et al.* (1997c) As rochas da SARM possuem idade aparente K/Ar, em hornblenda, de 2712 ± 300 Ma e uma idade isocrônica Sm/Nd de 2755 ± 62 Ma, com $\varepsilon_{(TDM)}$ positivo de 1,13 (Carneiro *et al.* 1996; 1997a; 1997b). Além das texturas cumuláticas típicas, as rochas da SARM exibem determinadas feições *sui generis*. É o caso, por exemplo, dos chadacristais de anfibólios idiomórficos inclusos em oikocristais de piroxênio. Anfibólios também ocorrem na matriz com feições que, a princípio, poderiam denotar um caráter metamórfico (*e.g.* junções tríplices, arranjo granonematoblástico, etc.). Todavia, exceto pela presença de uma foliação milonítica verticalizada em alguns locais, as rochas da SARM exibem um acamadamento ígneo bem preservado e, freqüentemente, horizontalizado que se contrapõe com encaixantes gnaíssicas, muito deformadas, com paragênese metamórfica da fácies granulito (Fernandes *et. al.* 1997). A questão, portanto, é desvendar o arranjo textural e a gênese dos anfibólios. Neste sentido, o presente trabalho reporta-se ao estudo textural das rochas desta seqüência e apresenta um modelo petrogenético de cristalização magmática para os chadacristais de anfibólio da SARM.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS

As camadas peridotíticas da SARM compreendem rochas holocristalinas com granulação variando de fina a média. Seus cristais são inequigranulares, anédricos a subédricos. Sua mineralogia ígnea é constituída por relíctos de olivinas e espinélios, anfibólios (hornblenda magnesiana) e piroxênios (enstatita e clinoenstatita). Sobre esta paragênese ígnea, desenvolvem-se paragêneses metamórficas de alto e baixo grau constituídas por: a) olivina e piroxênios recristalizados, anfibólios e picotita; b) serpentina, clorita, magnetita e cromo-espinélio. Os cristais de olivinas e piroxênios exibem texturas do tipo adcumulática e heteradcumulática. Há seções onde predominam chadacristais de olivinas em oikocristais de piroxênios, discerníveis como heteradcumuláticas. Quando não há material intercúmulos (piroxênio) a aglutinação das olivinas toma um caráter adcumulático. A textura do tipo "mesh" é bastante comum na alteração dos horizontes adcumuláticos, onde a serpentina, juntamente com clorita e minerais opacos, são as fases representativas e oriundas do retrometamorfismo e hidrotermalismo que afetaram as rochas da SARM. Os minerais correspondentes às fases intercúmulos são os ortopiroxênios e clinopiroxênios. Estes cristais intercúmulos portam inclusões de anfibólios, espinélios e olivinas como "chadacristais". Os anfibólios ocorrem de duas maneiras nestas rochas: a primeira delas, como mencionado anteriormente, é na forma de inclusões nas fases intercúmulos; a segunda, como camadas monominerálicas, alternadas com camadas de piroxênios, olivinas e serpentina. As camadas piroxeníticas compreendem rochas de granulação fina a grossa, com cristais subédricos a anédricos. A mineralogia destas rochas é constituída, quase que exclusivamente, por piroxênios (orto- e clino-, com predominância de ortopiroxênios) e anfibólios. Espinélios são raros e ocorrem com minerais opacos. As fases cúmulos, predominantes, correspondem, sobretudo, aos cristais de piroxênios. Os cristais de anfibólios (chadacristais) podem aparecer como inclusões em piroxênios (oikocristais), quando este predomina, ou exibem contatos "poligonais" e se organizam de forma "granonematoblástica" na matriz. As rochas de composição gabróica têm granulação fina a média e apresentam texturas ofítica, subofítica e glomerofírica. Como minerais essenciais têm-se: plagioclásio, clinopiroxênios (com exsolução lamelar). O quartzo aparece subordinadamente. A mineralogia acessória é composta por granada, titanita, zircão, apatita e opacos. A uralitização, saussuritização e a caolinização são bastante comuns nestas rochas, de modo que os minerais secundários estão representados por anfibólios (hornblenda), carbonatos, epídoto, clinozoizita, mica branca e biotita.

UM MODELO PETROGENÉTICO PARA AS ROCHAS DA SARM

O estudo das seqüências acamadadas tem proporcionado uma crescente elucidação acerca dos processos e mecanismos ligados à cristalização magmática. Jackson (1961), Wager & Brown (1968) investigaram as implicações termodinâmicas envolvidas nos processos de acumulação de cristais

dentro de câmaras magmáticas. Depois deles, muitos outros pesquisadores (*e.g.* Campbell 1978, Maalφe 1978, Irvine 1980, Paktunç 1984, Sparks *et al.* 1993, Thériault & Fowler 1996) vêm conduzindo estudos no sentido de desvendar os complexos mecanismos que levam às curiosas organizações cristalinas dos complexos ultramáficos acamadados. As rochas da **SARM** não fogem a esta regra e o seu estudo tem trazido novas questões acerca destes intrincados processos petrogenéticos. Algumas, estão parcialmente explicadas pelos atuais conceitos de acumulação magmática, como é o caso da caracterização dos cristais de olivina, espinélio e piroxênio como minerais cúmulos. Outras, como é o caso dos anfibólios com características cumuláticas, pouco tem sido tratadas na literatura dos complexos acamadados. Todavia, a partir dos estudos de Olafsson & Eggler (1983), acerca da composição da fase fluida na parte superior do manto, averigua-se a possibilidade da cristalização de anfibólios em condições de pressão *subsolidus* (variando de 10-15 kbares) e temperatura elevada, coexistindo com uma fase fluida rica em CO_2 (Andersen *et al.* 1984). Estas condições correspondem a região de "precipitação litosférica" (Schneider & Eggler 1986) onde o anfibólio é estável. Considerando estas premissas, acredita-se que as rochas da **SARM** obedeceram ao seguinte processo de cristalização magmática: inicialmente, de acordo com a série de Bowen e o modelo proposto por Thériault & Fowler (1996), a olivina e o espinélio são cristalizados, decantados e acumulados no assoalho da câmara magmática. Os cristais de olivina, por serem muito densos, têm uma rápida decantação (Lei de Stokes) e se aglutinam na forma de cristais poliédricos adcumuláticos, com espinélio ortocúmulos. Com o desfalque na composição química do magma, pela cristalização das olivinas e espinélios, a nucleação do material intercúmulos, representado pelos piroxênios, torna-se ativa. Mas, em virtude das convecções inerentes à câmara magmática (Sparks 1993), nem toda olivina e espinélio são decantados, de modo que a chegada destas fases ao assoalho da câmara magmática é retardada e vai ocorrer durante a cristalização da fase intercúmulos. Este retardamento imprime o caráter heteradcumulático das olivinas. Posteriormente, com a cristalização exclusiva de orto- e clinopiroxênios (extratos piroxeníticos), a fase intercúmulos torna-se dominante. Para Thériault & Fowler (1996) a espessura dos pacotes peridotíticos e piroxeníticos está relacionada à ciclicidade de injeções magmáticas na câmara, permitindo a realimentação das fases que se desfalcaram nos primeiros fracionamentos. Desta forma, as novas injeções magmáticas vão permitir a cristalização de olivina, espinélio e, ao mesmo tempo, o enriquecimento da fase fluida qu incorrerá na nucleação do anfibólio. Sendo assim, os anfibólios, nucleados durante o desenvolvimento da fase intercúmulos, ocorrem como chadacristais imersos nos oikocristais de piroxênio. Estes cristais de anfibólio correspondem, no entanto, às fases intercúmulos menores, haja visto que não poderiam ser classificados como sendo ortocúmulos, porque não foram produto de acumulação, mas sim de um crescimento *in situ,* precedendo à cristalização dos piroxênios. Finalmente, a ciclicidade de injeções magmáticas explicaria a alternância de estratos peridotíticos e piroxeníticos contendo anfibólios ígneos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSEN, T.; O'REILLY, S. Y.; GRIFFIN, W. L. 1984. The trapped fluid phase in mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.,* **88**:72-85.

CAMPBELL, I. H. 1978. Some problems with the cumulus theory. *Lithos,* **11**:311-323.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; NALINI Jr. H. A.; BILAL, E.; OLIVEIRA, A. H. de; CARVALHO Jr., I. M de. 1996. Archean ultramafic-mafic magmatism in the southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM. Brasília. 1996. *Anais* ... Brasília, SBG, p. 32 e 33.

CARNEIRO, M. A.; NALINI, Jr., H. A.; BILAL, E.; CARVALHO Jr., I. M. de; TEIXEIRA, W.; MOUTTE, J. 1997a. A seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas, Minas Gerais, Brasil. In: X SEMANA DE GEOQUÍMICA, IV CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA. Braga. 1997. *Actas* ... Braga, p. 31-33.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO Jr., I. M. de; OLIVEIRA, A. H. de; FERNANDES, R. A. 1997b. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, Southern São Francisco Craton, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão. 1997. *Anais*... Campos do Jordão, SBG p. 63-64.

CARNEIRO, M. A.; CARVALHO Jr., I. M de; FERNANDES, R. A.; TEIXEIRA, W. 1997c. Geologia de parte do segmento crustal situado entre as cidades de Oliveira, Campo Belo e Santana do Jacaré, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX., Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (no prelo).

FERNANDES, R. A.; CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W. 1997. O metamorfismo das rochas da região de Santana do Jacaré, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX., Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (neste volume).

IRVINE, T. N. 1980. Magmatic density currents and cumulus processes. *Am. J. Sci.,* **280(A)** 1-58.

JACKSON, E. D. 1961. Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.,* **358**, 106 pp.

MAALφE, S. 1978. The origin of rhythmic layering. *Mineral. Mag.,* **42**:337-345.

OLAFSSON, M. & EGGLER, D. H. 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **34**:13-22.

PAKTUNÇ, A. D. 1984. Metamorphism of the Ultramafic Rocks of the Thompson Mine, Thompson Nickel Belt, Northern Manitoba. *Can. Mineral.,* **22**:77-91.

SCHNEIDER, M. E. & EGGLER, D. H. 1986. Fluids in equilibrium with peridotite minerals: Implications for Mantle metasomatism. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* **50**:711-724.

SPARKS, R. S.; HUPPERTT, H. E.; KOYAGUCHI, T.; HALLWORTH, M. A. 1993. Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. *Nature,* **361**:246-249.

THÉRIAULT, R. D. & FOWLER A. D. 1996. Gravity driven and in situ fractional crystallization processes in the Centre Hill complex, Abitibi Subprovince, Canada: Evidence from bilateral-paired cyclic units. *Lithos,* **39**:41-55.

WAGER, L. R. & BROWN, G. M. 1968. *Layered igneous rocks.* Edinburgh. Oliver and Boyd, 588 pp.

PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA PARA O LESTE DE MINAS GERAIS

COSTA, ANTONIO GILBERTO
IGC/CPMTC/UFMG: e-mail agcosta@oraculo.lcc.ufmg.br

INTRODUÇÃO

A região leste de Minas Gerais, correspondente ao segmento centro-setentrional do chamado Cinturão Ribeira (Almeida 1973: in: Cordani & Brito Neves 1982), é constituída por sequências pré-cambrianas de rochas sedimentares e ígneas, mostrando metamorfismo e deformação em graus muito diferenciados. Invariavelmente, estas sequências vêm sendo descritas como fazendo parte de complexos denominados como Paraíba do Sul (Lima et al. 1981) ou Juiz de Fora (Barbosa & Grossi Sad 1983).

Segundo definição de Salvador (1994), um complexo é entendido como uma unidade litoestratigráfica composta por diversos tipos de uma classe ou por várias classes de rochas (sedimentares, ígneas ou metamórficas) e caracterizado por misturas litológicas irregulares ou por relações estruturais altamente complicadas de tal forma que sequências originais foram obliteradas e rochas individuais ou mesmo sequências de rochas não podem ser realmente mapeadas, pois não há a possibilidade de divisão das mesmas com base em critérios estratigráficos. Na região, o desenvolvimento de estudos acompanhados por mapeamentos de detalhe na escala 1:25.000 (Moreira et al. 1995, Moreira 1997; Barroso Correa et al. 1995) de áreas-chave situadas entre Manhuaçu e Caratinga, tornou possível a presente proposição de coluna litoestratigráfica preliminar para o leste mineiro, em substituição aos já citados complexos e a classificação proposta por Moreira (1997).

Nas áreas estudadas, as seqüências de metassedimentos encontradas, contendo ou não intercalações de materiais ígneos, são de modo geral constituídas pelas seguintes unidades:

1) - gnaisses quartzo-feldspáticos diversos, intercalados por quartzitos puros com granulação variando de fina a grossa, que representam equivalentes metamórficos de arenitos (puros, micáceos ou arcoseanos) com intercalações de vulcânicas félsicas e/ou vulcanoclásticas;

2) - espessos pacotes de gnaisses, às vezes contendo altas concentrações de granada e em menor volume de xistos, com intercalações subordinadas de quartzitos e mais raramente de rochas calcissilicáticas, que representam pelitos, raros sedimentos manganesíferos (gonditos ?), com finas intercalações de arenitos e de margas ou de calcários impuros, considerados equivalentes metamórficos de sedimentos pelágicos;

3) - pacotes de gnaisses com intercalações quartzíticas, ambos de espessuras variadas, contendo espaçasadas e raras intercalações de rochas metamáficas, que representam seqüências turbidíticas com vulcanitos básicos associados;

4) - ortoquartzitos e quartzitos micáceos de granulação fina a média, igualmente interpretados como equivalentes metamórficos de arenitos de seqüências de turbiditos;

5) - quartzitos feldspáticos de granulação média a grossa, equivalentes de arenitos e/ou arenitos arcoseanos e gnaisses com hornblenda, epidoto, feldspato e biotita, considerados equivalentes metamórficos de seqüências grauvaquianas, que podem representar sistemas marinhos costeiros, com intercalações de material máfico (?).

PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA

Abaixo, apresenta-se uma proposta litoestratigráfica preliminar, considerando as diversas unidades encontradas, suas características e os ambientes propostos por Costa et al. (1995):

Suíte Intrusiva de Manhuaçu

Rochas gabróicas, incluindo mela- e leucogabros, ocorrendo na forma de pequenos corpos intrusivos em unidades da base até o topo. Ocorrência subordinada de piroxenitos e tipos anortosíticos, na forma de diques pouco espessos.

Suíte Intrusiva Barra do Jaguaraí

Rochas granitóides de natureza cálcio-alcalina relacionadas com margem continental ativa e subducção de placa oceânica, com presença de rochas com composição variando entre os termos tonalíticos e granodioríticos. Ocorrência subordinada de granitos. Granitos pós-colisionais associados à zonas trans-correntes (Cinturão Transcorrente Manhuaçu). Os tipos que ocorrem intimamente associados a zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo dão lugar a biotita-granito gnaisses e anfibólio-biotita-tonalito gnaisses miloníticos, mostrando granulação variando de fina a média, foliação mais ou menos desenvolvida e orientação variando de fraca até forte para fenocristais de feldspato;

Grupo Paraíba do Sul

Unidade Santana do Manhuaçu (Superior metassedimentar)

Sub-Unidade Queira Deus: constituído por hornblenda e epidoto-hornblenda gnaisses, com intercalações de quartzitos puros, epidoto ou piroxênio quartzitos e de biotita-quartzo xistos.

Sub-Unidade Jequitibá: constituído por quartzitos puros, micáceos até raramente feldspáticos, com granulação variando de fina a média, ocorrendo em bancos contínuos por dezenas de metros, com centimétricas até decamétricas intercalações de mica xistos, biotita gnaisses, granada gnaisses, granada-estaurolita xistos ou de estaurolita-cianita quartzitos;

Unidade Barra de Simonésia (Média)

A Formação Barra de Simonésia é caracterizada por um conjunto litológico de origem ígnea (vulcânica), constituído por gnaisses de composição tonalítica/trondhjemítica. Mineralo-gicamente, estas rochas contêm plagioclásio (oligoclásio-andesina), quartzo e hornblenda ± granada. São frequentes nos hornblenda-plagioclásio gnaisses as intercalações de plagioclásio-biotita-hornblenda ou de plagioclásio-hornblenda-biotita gnaisses. Nos termos miloníticos são maiores as concentrações de biotita.

Unidade Simonésia (Inferior metassedimentar)

Trata-se de um conjunto litológico com predominância de espessos pacotes de gnaisses pelíticos com quartzitos na base e no topo. Esta disposição estratigráfica permitiu a individualização desta Formação em três membros:

Sub-Unidade São Mateus: Constituído por pacotes menos espessos de quartzitos finos, frequentemente contendo minerais tais como cianita, sillimanita prismática ou ainda agregados de cianita, estaurolita e opacos.

Sub-Unidade Sossego: O membro é constituído predominantemente por granada, granada-sillimanita ou cordierita-sillimanita gnaisses com finas intercalações de quartzitos micáceos e de rochas calcissilicáticas. São frequentes as intercalações nas quais é grande a participação de escapolitas, indicando um provável ambiente evaporítico;

Sub-Unidade Alegria: Constituído principalmente por quartzitos de granulação fina e nem sempre puros. Às vezes, são frequentes minerais tais como granada ou fibrolita, minerais estes quase sempre substituídos por micas (agregados de sericita). Apresentam-se na forma de espessos bancos, que na região homônima e na de São Pedro do Avaí, podem atingir até 200 m;

Grupo Juiz de Fora

Unidade Monte Alverne (ortoderivada):

Formação constituída por rochas metaígneas de afinidade basáltica (comp.toleítica), caracterizada pela presença de ortognaisses (granada-piroxênio e piroxênio gnaisses granulíticos), metabasitos do fácies granulito (granulitos básicos maciços), granada enderbitos e granada piriclasitos, com fases migmatíticas (leucossomas enderbíticos/ charnockíticos) e intercalações subordinadas de gnaisses anfibolíticos. Ocorrem associadas: lentes de rochas ultrabásicas (metapiroxenitos) e corpos de anfibolitos ortoderivados.

CONCLUSÕES

As dificuldades para a proposição de uma litoestratigrafia para terrenos antigos e policíclicos como estes, com raros ou nenhum dado geocronológico, só serão contornadas com o prosseguimento das pesquisas, que irão permitir o seu progressivo refinamento. Trabalhos de interação com outros grupos viabilizarão futuras correlações ou mesmo a compatibilização entre propostas estratigráficas, com eventuais ampliações de alguns conceitos já definidos ou apresentados em outros e no atual trabalho, envolvendo estas ou outras áreas do Cinturão Ribeira.

Tomando-se por base as diversas associações mineralógicas das unidades acima descritas, pode-se constatar que o Juiz de Fora, aqui denominado provisoriamente de grupo, é constituído essencialmente por rochas ortoderivadas granulíticas e é equivalente à série Juiz de Fora de Ebert (1955), enquanto que o Paraíba do Sul caracteriza-se por suas unidades de metassedimentos, o que é corroborado por outros autores em outras áreas (Valadares et al. 1996).

Com relação aos ambientes pode-se ainda concluir que na área, a ocorrência de sequências turbidíticas, sedimentos pelágicos, quartzitos a granada e piroxênio (metacherts) e altas concentrações de escapolita, associados com rochas básicas (anfibolitos, granulitos basálticos toleíticos, metanoritos, metapiroxênitos, etc.) indicam sedimentação em ambiente marinho/oceânico, típica de uma bacia do tipo retro-arco (Costa et al. 1995).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI-SAD, J.H. 1983. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG, Núcleo MG, Belo Horizonte, 1983. Boletim no. 3, p.1-10.

BARROSO CORREA, A.P.; FISCHEL D.P.; REZENDE, E.M. 1995. *Mapeamento Geológico da região de Santana do Manhuaçu.* 50p.Trab. de Graduação. Dep.Geol./IGC-UFMG.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3), :78-88.

COSTA, A.G.; ROSIERE, C.A.; MOREIRA, L.M.; FISCHEL, D.P. 1995. Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: Evidência de acresção neoproterozóica no leste de Minas Gerais. *Geonomos*, **vol. III, (2)**, 51-68.

EBERT, H. 1955. *Pesquisas na parte sudeste do estado de Minas Gerais.* Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 1954. DNPM/DGM, p. 79-89.

LIMA, M.I.C. de; FÔNSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F. do; SILVA, J.M.R. da; SIGA Jr, O. 1981. Geologia. In: *Projeto Radambrasil. Folha SD.24 Salvador.* IBGE/Rio de Janeiro, v.24, p. 25-168.

MOREIRA, L. de M.; COSTA, A.G.; ROSIÈRE, C.A.; VIANA, C.S.; VIDAL, W.C.; QUEIROZ, I.E. 1995. Mapeamento geológico na escala 1:25.000 na Folha Simonésia (MG). In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Anais... Diamantina, SBG, Núcleo Minas Gerais, Boletim no.13, p. 72-73.

MOREIRA, L. de M. 1997. *Evolução crustal do leste de Minas Gerais: Uma contribuição a partir do estudo geotrmobarométrico de metamorfitos da região de Simonésia-Manhuaçu-MG.* 112p. (Disssertação de Mestrado - Dep.Geol./IGC-UFMG).

SALVADOR, A. (edt.) 1994. *International Stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology and procedure.* Geol.Soc. of America. pp. 207.

VALADARES, C.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; HEIBRON, M. 1996. *Geoquímica de rochas gnáissicas paleoproterozóicas do Complexo Paraíba do Sul, Região de Barra Mansa, RJ*, Brasil. Bol. IG-USP Publ. Esp., São Paulo, No. 18, p. 19-20.

GEOLOGIA DA QUADRÍCULA BATEIAS 1:25.000, BORDA LESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

DAVIES[1], HOWARD-PETER K.; SCHORSCHER[1], HANS D.; ALVES[2], MARIA DA GLORIA.
[1] DMP-IGC-USP, CX. P. 11.348, CEP 05422-970 SÃO PAULO, SP. [2] IGEO-UFRJ, DEPTO. GEOLOGIA, CCMN, BL.-G, AV. BRIG. TROMPOWSKI S/N, CIDADE UNIV.-ILHA FUNDÃO, RIO DE JANEIRO, RJ.

INTRODUÇÃO

Apresentamos o mapa 1:25.000 e aspectos da evolução geológica da região de Bateias (Figura 1), borda leste do Quadrilátero Ferrífero (QF), com base em levantamentos detalhados de campo e estudos petrográficos, geoquímicos e fotogeológicos (Davies, 1993). Dessa quadrícula existem apenas integrações regionais (Santos, 1986; Baltazar & Raposo, 1993) e escassas informações bibliográficas, à exceção dos trabalhos de campo e fotogeológicos anteriores deste projeto (Beatriz & Mansur, 1983; Alves, 1986). Nosso trabalho contribui para a geologia regional e cartografia de uma parte da porção leste do QF, com enfoque na evolução precambriana.

GEOLOGIA REGIONAL

A área é contígua para W e N às quadrículas 1:25.000 Catas Altas (Maxwell, 1972; Luchesi, 1991) e Florália (Schorscher et al., 1997) e compreende os principais conjuntos precambrianos da parte leste do QF (Dorr, 1969; Schorscher, 1992): (1)-complexo regional *sensu lato* granítico arqueano, com retrabalhamentos proterozóicos; (2)-seqüência metavulcano-sedimentar do *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas (SGr. Rio das Velhas); seqüências metassedimentares proterozóicas dos supergrupos (3)-Espinhaço, e (4)-Minas, e (5)-metabasitos/ anfibolitos da suite subvulcânica proterozóica. Rochas fanerozóicas são raras soleiras e diques de basalto mesozóicos, produtos de intemperismo cenozóicos e sedimentos recentes e subrecentes alúvio-coluvionares.

A quadrícula apresenta forte condicionamento estrutural com expressão geomórfica, por zonas de falhas de empurrão escalonadas de direção N-S, com caimentos para E baixos a médios, causado pelo principal evento tectono-metamórfico regional da borda E-SE do Cráton do São Francisco da orogenia paleo a mesoproterozóica Minas/Espinhaço. Frisamos, entretanto, que os falhamentos desse condicionamento representam a reativação orogênica de estruturas anteriores distensivas - generativas das bacias deposicionais Espinhaço e Minas - como partes de uma história de tectônica regional secular recorrente, ora orógena ora anorógena, iniciada no Arqueano (Santos, 1986; Schorscher, 1992) e ativa até o Cenozóico (Sant'Anna & Schorscher, 1997; Sant'Anna et al., 1997). O metamorfismo regional principal teve gradientes de tipo *Barrow* e polaridade crescente da fácies xisto verde superior com cianita, na parte W da quadrícula, até a fácies anfibolito transicional de inferior a média, na parte E; o pico termal do metamorfismo ocorreu no estágio tardi a pós-tectônico.

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA 1:25.000

Foram verificadas as seguintes distribuições e características petrológicas dos conjuntos litológicos regionais (Figura 1).

Complexo regional *sensu lato* granítico arqueano. Ocupa ~70% da área, com gnaisses, migmatitos e metagranitóides intrusivos e variedades cataclásticas, milonito e blastomilonito-gnaisses; no mapa, foram separadas as áreas mais bem preservadas daquelas de pervasiva milonitização e, comumente, feldspatização potássica associada. As rochas preservadas têm composições modais de leucotonalitos/trondhjemitos até leucogranodioritos e quimismos sodi-cálcicos, perácidos (SiO_2 > 72%) e peralumínicos (1≤ $c_{nor.}$ ≤ 4%). As evidências geológico-petrológicas e dados geocronológicos regionais apontam as rochas *s.l.* graníticas como constituintes de um complexo TTG arqueano gerado por processos de migmatização e anatexia metamórficos de alto grau e ígneos associados, em profundidades crustais de 15-25 km, estimadas por geotermometria de feldspatos e gradientes arqueanos. A natureza poli e retrometamórfica dessas rochas deve-se a processos tectono-metamórficos arqueanos da evolução do *greenstone belt* Rio das Velhas, e proterozóicos, sobretudo, da orogênese pós-Minas/Espinhaço.

Supergrupo - *greenstone belt* - Rio das Velhas arqueano. Ocupa ~14% da área, com rochas metaultramáficas vulcânicas - metakomatiitos - do Gr. Quebra Osso, e anfibolitos, xistos máficos a metapelíticos e metassedimentos químicos: formações ferríferas bandadas, manganíferas e *metacherts* do Gr. Nova Lima. Rochas do Gr. Maquiné não foram encontradas. As rochas Rio das Velhas são tectonicamente encravadas no complexo TTG, com contatos, às vezes, metassomáticos por mobilizados pegmatóides e hidrotermais. As metaultramáficas mostram forte variabilidade mineralógica e química por processos metamórficos hidrotermais-metassomáticos. Os anfibolitos são derivados de toleiitos oceânicos, eventualmente, de bacia de retro-arco. Anomalias ocasionais de ETRL, Zr, Cu, Zn, entre outros, podem ser efeitos de processos hidrotermais-mineralizantes de fundo oceânico. As rochas Rio das Velhas diferem, litologicamente, no polimetamorfismo progressivo de grau menor e no padrão estrutural, das rochas TTG

arqueanas. Entretanto, seu grau metamórfico é igual ao dos metassedimentos Minas e Espinhaço, sugerindo que o metamorfismo da evolução *greenstone belt* foi mais fraco e teve seus efeitos extintos pelo evento proterozóico, superimposto. Assim, restam apenas o padrão estrutural mais complexo e localmente discordante, e critérios litológicos, dificultando a distinção entre rochas arqueanas e similares proterozóicas.

Metassedimentos proterozóicos dos supergrupos Espinhaço e Minas ocupam, respectivamente, ~13% e ~2% da área. Os primeiros constituem a Serra do Pinho, principal marco morfológico de direção N-S no centro da quadrícula, fornecendo importantes evidências paleogeográficas regionais. Representam as ocorrências mais meridionais do Sgr. Espinhaço atualmente confirmadas em Minas Gerais, incluindo depósitos típicos das formações Sopa Brumadinho (quartzitos impuros com metaconglomerados intraformacionais com seixos de itabiritos e minérios ricos hematíticos) e Galho do Miguel (ortoquartzitos muito puros com megaestratificações cruzadas), em unidades de extensão regional. O Sgr. Minas compreende itabiritos quartzo-hematíticos e minérios ricos de hematita do Gr. Itabira, Fm. Cauê, associados a quartzo-muscovita xistos, filitos prateados e xistos metapelíticos, formando faixas estreitas de direção N-S na parte leste da quadrícula. O estilo e a intensidade maior de deformação e o metamorfismo igual em relação ao Sgr. Espinhaço indicam a origem alóctone - de nappe pré-metamórfica - do Sgr. Minas. Evidências geológicas indicando idades relativas e/ou ciclos orogênicos diferentes para os metassedimentos Espinhaço e Minas não foram encontrados; portanto, foram mantidos num ciclo orogênico único - Ciclo Minas/Espinhaço - considerado paleoproterozóico a (?)mesoproterozóico com preferência para a idade mais antiga (Schorscher, 1992), inclusive face às idades de zircões detríticos de metassedimentos proterozóicos do QF (Noce, 1995; Machado et al., 1996).

Metabasitos/anfibolitos da suite subvulcânica proterozóica intrudem todas as unidades precambrianas, com exceção do Sgr. Minas. Formaram-se de toleiitos continentais olivina- a quartzo-normativos, pelo metamorfismo regional do Ciclo Minas/Espinhaço, conforme mostram regionalmente seu estado e a polaridade tectono-metamórfica.

Aspectos metalogenéticos e do potencial mineral. Incluem ocorrências e garimpagem de Au nos rios Piracicaba, Valéria e alguns tributários; menções verbais de achados esporádicos de diamantes em córregos que drenam a Serra do Pinho; a ocorrência, ainda nessa serra, de veios de quartzo-ametista e exploração, em lavras de areia, de ortoquartzitos friáveis da Fm. Galho do Miguel; pequenos corpos de minérios ricos de Fe hematíticos na Fm. Cauê, Sgr. Minas, e ocorrências de Mn-terroso em rochas decompostas do Gr. Nova Lima, Sgr. Rio das Velhas e do Gr. Itabira, Sgr. Minas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, M.G. 1986: *Técnicas de sensoriamento remoto e obtenção de dados lito-estruturais de detalhe na região NE do Quadrilátero Ferrífero - MG*. 103 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais, Sensoriamento Remoto - Geologia, São José dos Campos, SP).

BALTAZAR, O.F., RAPOSO, F.O. (organizadores) 1993: Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil, Mariana - Folha SF.23-X-B-I. Escala 1:100.000.Prog. Brasilia, DNPM/CPRM.196p.

BEATRIZ, A., MANSUR, K.L. 1983: *Levantamentos de campo na região de Bateias, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Relatório de estágio de pesquisa, inédito, IG-UFRJ.

DAVIES, H.-P.K. 1993: *Petrogênese e evolução crustal pré-cambriana da região de Bateias (quadrícula 1:25.000 NE da Folha Topográfica Catas Altas 1:50.000) Quadrilátero Ferrífero - MG*. 265 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

DORR, J.V.N. 1969: *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, D.C., USGS, 110 p. (Professional Paper 641-A).

LUCHESI, I. 1991: *Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero-MG*. 134 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

MACHADO, N., SCHRANK, A., NOCE, C.M., GAUTHIER, G. 1996: Ages of detrital zircon from archean-paleoproterozoic sequences: Implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* **141**: 259-276.

MAXWELL, C.H.1972: *Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil*. Washington, D.C., USGS, 72 p. (Professional Paper 341-J).

NOCE, C.M. 1995: Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SANT'ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D. 1997: *Estratigrafia e mineralogia dos depósitos cenozóicos da região da Bacia de Fonseca, Estado de Minas Gerais, Brasil*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 69(2): 211-226.

SANT'ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D., RICCOMINI, C. 1997: Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (accepted for publication), no prelo.

SANTOS, A.R. 1986: *Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais com base em sensoreamento remoto*. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHORSCHER, H.D. 1992: *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes*. 394 p., 2 vols. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHORSCHER, H.D., MOTHÉ FILHO, H.F., ABREU, G.C., ALVES, M.G., DAVIES, H.-P., K., QUEIROGA, N.M.C. 1997: Geologia da Quadrícula Florália 1:25.000, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Prêto, 1997, *Anais*, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, (este Simpósio).

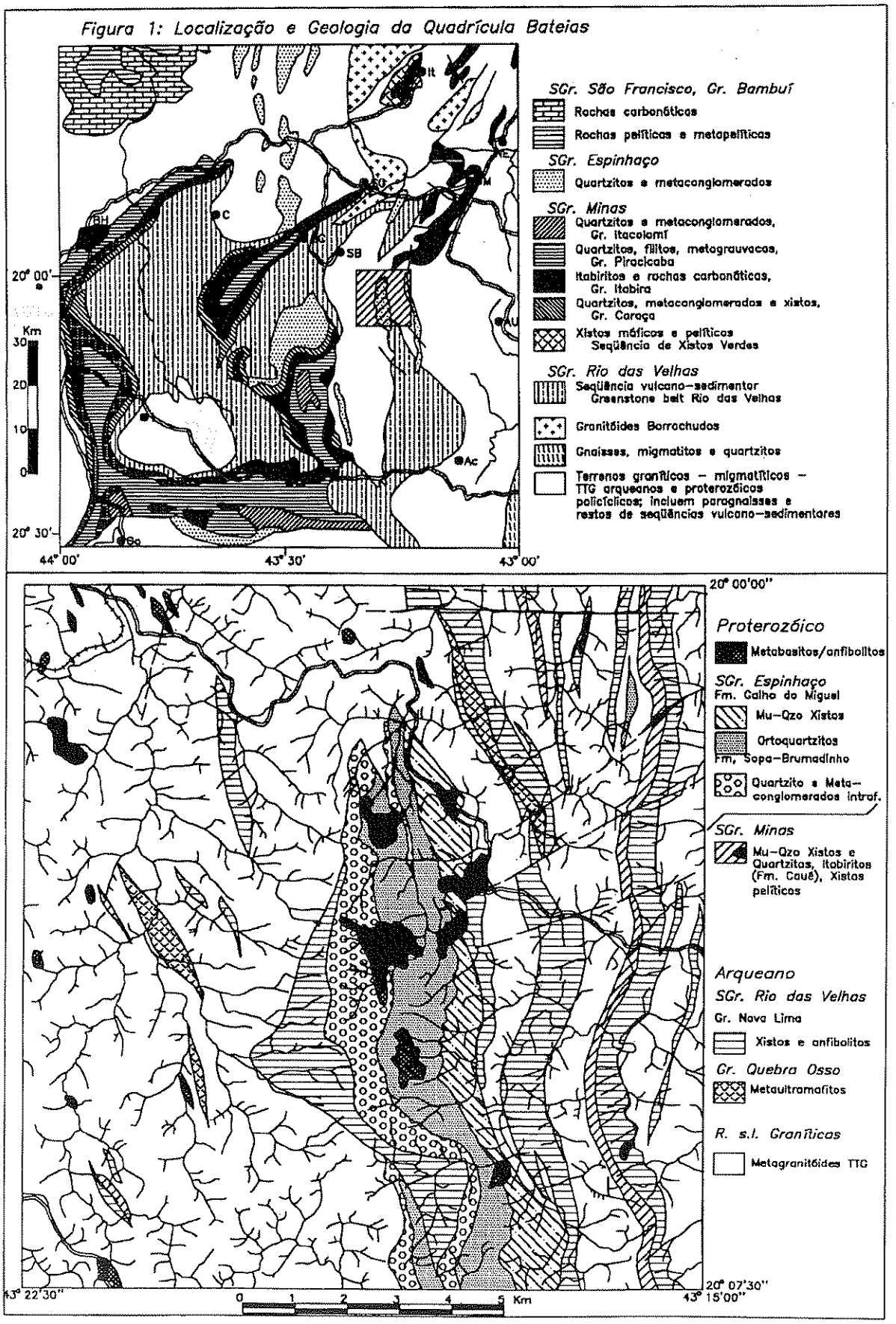


Figura 1: Mapas de localização e geológico simplificado da Quadrícula Bateias, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG.

O METAMORFISMO DAS ROCHAS DA REGIÃO DE SANTANA DO JACARÉ, MG

FERNANDES[1], RINALDO AFRÂNIO; CARNEIRO[2], MAURÍCIO ANTÔNIO; TEIXEIRA[3], WILSON

[1]DEGEO/EM/UFOP - BOLSISTA PIBIC; [2]DEGEO/EM/UFOP; [3]DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL/IG/USP

INTRODUÇÃO

A região estudada está localizada a nordeste da cidade de Santana do Jacaré, entre os paralelos 20° 15' e 20° 45' e meridianos 45° 00' e 45° 15', nos domínios da porção meridional do Craton do São Francisco. O conhecimento geológico acerca desta região tem sido implementado desde Barbosa (1954, *in* Machado Filho *et al.* 1983). Este autor introduziu o termo "Série Barbacena" para designar os diversos tipos rochosos que ocorrem ao sul do Quadrilátero Ferrífero. Posteriormente, Ebert (1956a, *in* Machado Filho *et al.* 1983) ao estudar estas rochas separou-as em duas unidades, criando a "Formação Lafaiete" e a "Formação Barbacena". Machado Filho *et al.* (1983) designou de "Complexo Barbacena" as rochas que constituem o substrato siálico desta região, registrando a ocorrência de rochas charnockíticas, enderbíticas, anfibolíticas, gnaisses facoidais e granitos estaníferos em domínios mais restritos da unidade. Este complexo, no entanto, tem um caráter dual em relação a intensidade dos eventos metamórficos que afetaram os seus tipos rochosos, mostrando eventos tanto de alto grau metamórfico como também eventos de grau metamórfico mais baixo, exibidos dentro dos limites cratônicos. Tais eventos estariam relacionados aos processos tectono-metamórficos ocorridos no Arqueano e Proterozóico (Teixeira 1982, Machado Filho *et al.* 1983; Teixeira *et al.* 1996).

PETROLOGIA

As rochas da região estudada (Carneiro *et al.* 1997c), podem ser enquadradas em quatro suítes (**Gnáissica, Ultramáfica, Máfica e Granitóide**), das quais, aquela gnáissica de composição granítica, com metamorfismo da fácies granulito, é a mais expressiva em termos areais e constitui o embasamento cristalino da região. Estes gnaisses, por sua vez, serviram de encaixante para as demais suítes. A **Suíte Gnáissica** constitui-se de rochas de caráter anisotrópico, com coloração esverdeada, apresentam granulação grossa em amostras de mão e exibem uma foliação mineral caracterizada pela orientação de biotita e/ou hornblenda. Microscopicamente, são rochas com granulação que varia de fina a grossa, exibem cristais anédricos a subédricos e apresentam textura lépido-nemato-granoblástica. Estes gnaisses são constituídos por microclina, plagioclásio, quartzo, hiperstênio, diopsídio, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são zircão, rutilo e apatita, que em algumas seções estão inclusos no plagioclásio, e estilpnomelana, que se encontra preenchendo as fraturas desse mineral. A **Suíte Ultramáfica** é constituída por uma seqüência intrusiva de rochas acamadadas na suíte gnáissica. Esta suíte vem sendo descrita por Carneiro *et al.* (1996, 1997a e 1997b). Outros detalhes acerca desta suíte podem ser encontradas em Carvalho Jr. *et al.* (1997). A **Suíte Máfica** é constituída por variados diques máficos que apresentam rochas de caráter anisotrópico. Ao microscópio, são rochas holocristalinas mostrando granulação fina a grossa e cristais inequigranulares anédricos a subédricos. Apresentam texturas variadas, tais como: ofítica, subofítica, glomerofírica, granoporfiroblástica e nematoblástica. As rochas desta suíte são constituídas, essencialmente, pelos seguintes minerais: plagioclásio, ortopiroxênio (enstatita ?), clinopiroxênio (como cristais isolados e/ou como exsolução do ortopiroxênio) e quartzo, subordinado. A hornblenda ocorre comumente como produto da transformação do clinopiroxênio. Em alguns casos, no entanto, a hornblenda parece ser primária. Os minerais acessórios, tais como, apatita, opacos, zircão e alanita, são geralmente encontrados inclusos nos piroxênios. A uralitização, saussuritização e a caolinização são bastante comuns nestas rochas, de modo que os minerais secundários estão representados por hornblenda, carbonatos, epídoto, clinozoisita, mica branca e biotita. A **Suíte Granitóide** está caracterizada por rochas anisotrópicas de coloração clara, em tons rosa ou esverdeado. Microscopicamente, são rochas holocristalinas com granulação variando de fina a grossa e mostrando cristais inequigranulares anédricos a subédricos. Apresentam textura granoblástica e grano-lepdoblástica subordinada. São constituídas basicamente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e granada. Os acessórios característicos são o rutilo e a biotita. Em alguns casos, os granitóides podem exibir uma lineação mineral caracterizada pelo alinhamento dos cristais de granada e uma foliação mineral dada pela orientação de biotitas. Nestas amostras, o quartzo exibe uma textura gráfica bem desenvolvida.

DISCUSSÃO

As suítes rochosas da região de Santana do Jacaré apresentam paragêneses minerais que caracterizam um processo metamórfico de alto grau e outro de retrometamorfismo. Estas feições estão bem caracterizadas pelas paragêneses da **Suíte Gnáissica**. Neste sentido, sobre a paragênese de alto grau, formada por ortoclásio (?) - plagioclásio - quartzo - hiperstênio, desenvolve-se uma paragênese retrometamórfica formada por microclina - diopisídio -

hornblenda - biotita - clorita - carbonato - estilpnomelana - sericita (moscovita). Estes gnaisses, provavelmente, fazem parte da primeira geração de rochas que vieram a constituir as unidades mais antigas do craton e que podem ser remanescentes da crosta inferior, formadas a profundidades da ordem de 15 a 20 km, no decorrer do Mesoarqueano. As demais suítes intrusivas nesta crosta siálica primitiva foram geradas no decorrer ou após o principal episódio de deformação e metamorfismo regional, de fácies granulito, de modo que muitas das feições ígneas originais estão preservadas. É o que acontece, por exemplo, com a **Suíte Ultramáfica** descrita por Carneiro *et al.* (1996, 1997a e 1977b), Carvalho Jr. *et al.* (1997). Nesta suíte, sobre a paragênese ígnea original, representada por relíctos de olivina e espinélio, hornblenda e piroxênios, desenvolvem-se paragêneses de alto e baixo grau caracterizadas respectivamente por: a) piroxênios, olivinas, anfibólios e picotita; b) clorita, serpentina e opacos. Situação semelhante ocorre com a **Suíte Máfica**. A sua paragênese principal inclui o ortopiroxênio e clinopiroxênio relíctos, os quais revelam a sua origem ígnea. A exsolução de clinopiroxênio no ortopiroxênio pode indicar as condições de alta temperatura quando da cristalização destas rochas (efeito *sub-solvus*), e a transformação do clinopiroxênio em hornblenda identifica o retrometamorfismo pelo qual estas rochas passaram, quando do seu resfriamento. A **Suíte Granitóide** tem como característica comum a formação de pertitas e antipertitas onde são encontradas lamelas de plagioclásio em microclina e lamelas de microclina em plagioclásio, respectivamente. Esta feição caracteriza um abaixamento abrupto de temperatura no sistema, antes que se pudesse processar completamente a substituição entre os feldspatos (Deer *et al.* 1981). Outra característica dos feldspatos, particularmente das microclinas, é a presença de quartzo euédrico incluído nas pertitas, o que pode indicar que a cristalização das rochas desta suíte pode ter ocorrido à baixas profundidades, ou seja, em ambiente subvulcânico. Assim sendo, dentro do contexto geotectônico da região, a suíte granitóide deve fazer parte da última geração de rochas magmáticas intrusivas que, no entanto, mostram feições de retrometamorfismo. Finalmente, a gradação metamórfica (da fácies granulito à fácies xisto-verde) exibida pelas rochas da região de Santana do Jacaré pode ser indicativa de um contínuo processo de soerguimento crustal e, portanto, de resfriamento que teria propiciado condições para o desenvolvimento de suas paragêneses metamórficas de baixo grau.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; NALINI Jr., H. A.; BILAL, E.; OLIVEIRA, A. H. de; CARVALHO Jr., I. M de. 1996. Archean ultramafic-mafic magmatism in the Southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM, Brasília. 1996. *Anais* ... Brasília, SBG, p. 32 e 33.

CARNEIRO, M. A.; NALINI, Jr., H. A.; BILAL, E.; CARVALHO Jr., I. M. de, TEIXEIRA, W.; MOUTTE, J. 1997a. A seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas, Minas Gerais, Brasil. In: X SEMANA DE GEOQUÍMICA, IV CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA. Braga. 1997. *Actas* ... Braga, p. 31-33.

CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO Jr., I. M. de; OLIVEIRA, A. H. de; FERNANDES, R. A. 1997b. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, Southern São Francisco Craton, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão. 1997. *Extended Abstracts*... Campos do Jordão, SBG, p. 63-64.

CARNEIRO, M. A.; CARVALHO Jr., I. M de; FERNANDES, R. A.; TEIXEIRA, W. 1997c. Geologia de parte do segmento crustal situado entre as cidades de Oliveira, Campo Belo e Santana do Jacaré, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX., Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (neste volume).

CARVALHO Jr, I. M. de; CARNEIRO, M. A.; SUÍTA, M. T. de F.; TEIXEIRA, W. 1997. Anfibólio intercúmulos na Seqüência Acamadada de Ribeirão dos Motas: um modelo petrogenético para sua origem. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, IX, Ouro Preto, 1997. *Anais*... Ouro Preto, SBG/NMG (neste volume).

DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1981. *Os Minerais Constituintes das Rochas*. Fundação Calouste Gulbenkian. 558p.

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. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória*. Vol. **32**, p:27-304.

TEIXEIRA, W. 1982. Geochronology of Southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geoc.* **12**(1/3):268-277

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K. & TAYLOR, P. N. 1996. Pb, Sr and Nd Isotope Constraints on the Archean Evolution of Gneissic-Granitoid Complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*. **78**:151-164.

GEOLOGIA DA REGIÃO E ASPECTOS GENÉTICOS DAS JAZIDAS DE ESMERALDAS DE CAPOEIRANA E BELMONT, MG

MACHADO, GEYSA ANGELIS DE ABREU; SCHORSCHER, HANS D.
DMP-IGC-USP, CX. P. 11.348, CEP 05422-970 SÃO PAULO, SP

A região das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, parte do extremo NE do Quadrilátero Ferrífero, vem sendo estudada visando a evolução geológica precambriana e a gênese das mineralizações (Machado, 1994; 1997). Os métodos são de geologia de campo, mapeamento 1:10.000, amostragens e estudos laboratoriais petrográfico-geoquímicos e mineralógico-cristalográficos. Estudos anteriores com enfoques similares geológicos, incluindo mapeamentos locais e regionais, e metalogenéticos são escassos (Souza, 1988, 1991; Souza et al., 1989; Schorscher, 1975, 1992). Neste trabalho, apresentamos resultados geológicos da evolução litoestrutural e estratigráfica precambriana como contribuições à petrogênese e metalogênese da província berilífera com esmeraldas e alexandritas de Itabira-Nova Era, com extensões regionais para SSW (direção João Monlevade) e NNE (direção Piçarrão e Hematita).

A área estudada (Figura 1), insere-se na grande região E-NE do Quadrilátero Ferrífero e apresenta evolução arqueano-proterozóica policíclica. É parte da borda SE do Cráton do São Francisco em suas porções transicionais, entre as áreas arqueanas estáveis do cráton a W e a faixa móvel policíclica proterozóica do Cinturão Atlântico a E. A evolução geológica, compreende estágios arqueanos, representados por associações de gnaisses e metagranitóides TTG e restos de terrenos granito-*greenstone belt*, e proterozóicos, de retrabalhamentos tectono-metamórficos superimpostos; as mineralizações de esmeraldas também se devem a processos arqueanos e proterozóicos.

ROCHAS TTG

Migmatitos, gnaisses metatéticos e metagranitóides intrusivos polimetamórficos são os tipos litológicos arqueanos mais antigos da região. Ocorrem como restos preservados dos retrabalhamentos proterozóicos, com contatos gradacionais no interior dos corpos regionais de Metagranitóides Borrachudos (GB) e Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF) encaixantes. As rochas TTG são, em geral, cinza claras, hololeucocráticas, mesmo os gnaisses e migmatitos apresentando homogeneização avançada; são ainda per-quartzosas, calci-sódicas e levemente córindon-normativas e incluem subordinadamente tipos mais evoluídos sodi-potássicos, entre estes, alguns com tendências de granitos tipo-A (Machado, 1994). As rochas da associação TTG são consideradas de origens ígneas, orogênicas e, em termos de análogos modernos, mais similares a granitos de arcos continentais (Schorscher, 1992).

SEQÜÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR DE CAPOEIRANA E BELMONT (SVS)

É considerada mais jovem que as rochas TTG e uma continuação tectonicamente disrupta do *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas. Distingue-se, regionalmente, das rochas TTG (polimetamórficas de alto grau) por um hiato metamórfico: foi afetada por apenas um metamorfismo de baixo grau arqueano no final da evolução *greenstone belt*, seguido, no Paleo a Mesoproterozóico, pelo principal metamorfismo regional progressivo, de grau variável - médio a alto - na área estudada. Compreende, essencialmente, xistos e anfibolitos ultramáficos, anfibolitos básicos a intermediários, gnaisses e xistos vulcano-clásticos, calciossilicáticos e sedimentares clásticos (derivados de pelitos/siltitos, arenitos líticos e quartzo-arenitos), assim como formações ferrífera bandadas e metacherts. Destacam-se, como características típicas de *greenstone belt* arqueano, além da sucessão litológica geral, a natureza extrusiva das rochas metaultramáficas. Essas ocorrem na base da seqüência em corpos/níveis delgados (de poucos metros a submétricos) concordantes e finamente intercalados com xistos máficos de metatufos e tufitos, apresentando, às vezes, pequenas concentrações de cromititos disseminados. Seguem-se na SVS anfibolitos básicos a intermediários, também intercalados com xistos máficos e metapelíticos. Têm origens vulcânicas, extrusivas e intrusivas subvulcânicas, de basaltos a andesitos toleiíticos oceânicos. Alguns mostram evidências de alterações hidrotermais-metassomáticas pré-metamorficas (de fundo oceânico), sendo cummingtonita-granada-cordierita anfibolitos, ou ainda, mineralizações de scheelita. As rochas metassedimentares evoluem na sucessão litoestratigráfica de composições imaturas com considerável contribuição vulcano-clástica, associadas às rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas para composições mais maduras, incluindo quartzo-muscovita xistos a quartzitos.

OROGÊNESE DO *GREENSTONE BELT* E MINERALIZAÇÕES DE ESMERALDAS ARQUEANAS.

Nessa fase, a área em toda sua extensão sofreu retrabalhamentos tectônicos e metassomáticos fortes e metamórficos de grau baixo a médio, pelo desenvolvimento de uma zona de cisalhamentos crustal profunda de dimensões regionais. A combinação desses processos transformou as rochas TTG em blastomilonito-gnaisses metassomáticos - os Metagranitóides Borrachudos (GB) - com

composições de álcali-feldspato granitos, hololeucocráticos, com fluorita, per-quartzosos e ricos em elementos incompatíveis que lhes conferem algumas características de granitos tipo-A (Schorscher, 1992). Destaca-se, sob aspectos metalogenéticos a presença do Be que, nestas rochas e nos Metagranitóides Foliados com Fluorita (MGF), se constitui numa anomalia regional (Machado, 1994). As rochas metaultramáficas da SVS ricas em elementos cromóforos (Cr, V, Ni, Fe) expostas, em contato tectônico com as rochas graníticas, na zona de cizalhamentos ativa, em sistema aberto aos fluidos metassomáticos potássicos portadores de Be, Al e Si, foram os sítios dos processos metassomáticos sinmetamórficos e sintectônicos que originaram as mineralizações de esmeraldas de tipo xisto e as mineralizações associadas de tipo veios de quartzo de idade arqueana.

A EVOLUÇÃO PROTEROZÓICA E SUAS MINERALIZAÇÕES BERILÍFERAS

Compreende o principal metamorfismo regional progressivo e deformações orogênicas associadas que causaram progressão sistemática da fácies xisto verde superior/anfibolito inferior nas extremidades W da área, a anfibolito médio nos arredores de Belmont e anfibolito médio/superior na região de Capoeirana, assim como a transformação progressiva dos GB em MGF. Essa transformação foi essencialmente mineralógica-textural e isoquímica, preservando nos MGF todas as propriedades geoquímicas dos GB, inclusive a anomalia regional de Be (Machado, 1994; Schorscher, 1992). O grau metamórfico maior, a E da jazida Belmont, iniciou fusão parcial nos MGF, produzindo pegmatóides e pegmatitos, alguns berilíferos com águas marinhas. Pegmatóides intrusivos na SVS em Capoeirana (ausentes em Belmont), são menos deformados que as encaixantes e contêm xenolitos destas em disposição aleatória. Quando intrusivos nas metaultramáficas, são, em geral, mineralizados em esmeraldas. Esses pegmatóides representam um evento proterozóico de mineralização de esmeraldas, metamórfico de médio/alto grau, relacionado a anatexia inicial dos MGF. Possivelmente, formaram-se nesse evento também as alexandritas de Capoeirana, outrossim ausentes em Belmont, e cujas ocorrências *in situ* ainda não foram encontradas. A evolução geológica neoproterozóica deixou como registros mineralógico-petrográficos apenas fenômeos locais de rehidratação e retrometa-morfismo fracos, incluindo a formação de epidoto, carbonatos, cloritas e sericita, principalmente, em zonas de reativação de falhas e fraturas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MACHADO, G.A.A. 1994: *Geologia da região e aspectos genéticos das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, Nova Era-Itabira, MG.* 134 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

MACHADO, G.A.A. 1997: *Geologia e metalogênese da província berilífera de parte da porção do extremo NE do Quadrilátero Ferrífero, MG.* 15 p. (Projeto de Doutorado, em andamento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SOUZA, J.L. 1988: *Geologia e mineralogia da esmeralda da jazida de Itabira, Minas Gerais.* 192 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SOUZA, J.L. 1991: A jazida de esmeralda de Itabira, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus et al. (eds.): *Principais depósitos minerais do Brasil.* Vol. 4-A, Brasília, DNPM, p. 223-243.

SOUZA, J.L., MENDES, J.C., GARIBALDI, E., SVISERO, D.P. 1989: Aspectos geológicos da área do garimpo de Capoeirana, Nova Era: uma nova ocorrência de esmeralda em Minas Gerais. In: Simpósio de geologia de Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, 1989, Anais, 94-98, Boletim 10, SBG-Núcleo Minas Gerais.

SCHORSCHER, H.D. 1975: *Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien.* 304 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de Heidelberg, Alemanha).

SCHORSCHER, H.D. 1992: *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes.* 394 p., 2 vols. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

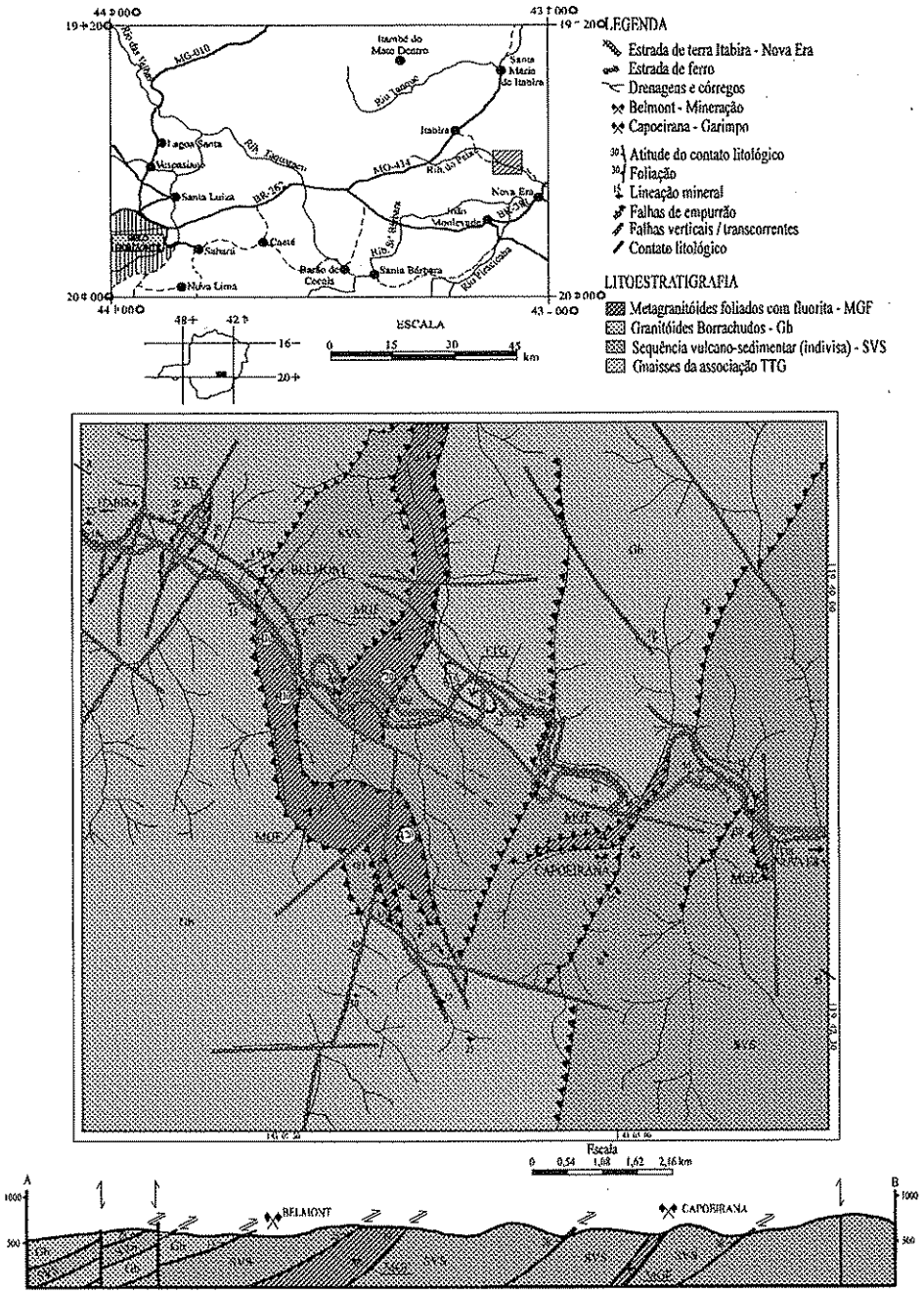


Figura 1: Mapas de localização e geológico simplificado da região das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, MG.

GEOLOGIA DA QUADRÍCULA SÃO GONÇALO DO RIO ABAIXO 1:25.000, PARTE NORDESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

SCHORSCHE[1], HANS D.; ALVE[2], MARIA DA GLORIA; DAVIE[1], HOWARD-PETER K.
[1]DMP-IGC-USP, CX. P. 11.348, CEP 05422-970 SÃO PAULO, SP. [2]DEPTO. GEOLOGIA UFRRJ.

INTRODUÇÃO

Apresentamos o mapa 1:25.000 e aspectos geológico-petrogenéticos da Quadrícula São Gonçalo do Rio Abaixo (Figura 1), nordeste do Quadrilátero Ferrífero (QF), com base em levantamentos detalhados de campo e estudos fotogeológicos, petrográficos e geoquímicos. Dessa área, caracterizada pelo complexo lito-estrutural proeminente dos Metagranitóides Borrachudos denominados de Fase Petí (Dorr, 1969), existem apenas mapas preliminares parciais (Freyberg, 1932; Herz, 1970), informações/contribuições geológicas, petrográficas e geoquímicas locais isoladas (Schneiderhöhn, 1935; Kanig, 1985), ou então, os trabalhos e mapeamentos preliminares, regionais e de semidetalhe deste projeto de pesquisa (Schorscher, 1975, 1992; Santos, 1986; Alves, 1986; Barbosa, 1988). Nosso trabalho contribui para a geologia regional, cartografia 1:25.000 e petrogênese de uma parte da porção leste do QF, com enfoque na evolução precambriana.

GEOLOGIA REGIONAL

A área é contígua para N à região de Itabira (Schorscher, 1973), e a E, S e W, às quadrículas 1:25.000 Rio Piracicaba (Reeves, 1966; Guba, 1982), Florália (Schorscher et al., 1997) e Cocais (Simmons, 1968; Sichel, 1983), sendo constituída dos conjuntos precambrianos principais da porção E e NE do QF (Dorr, 1969; Schorscher, 1992): complexo regional *sensu lato* (*s.l.*) granítico arqueano, com retrabalhamentos proterozóicos; *greenstone belt* Sgr. Rio das Velhas arqueano; Metagranitóides Borrachudos (GB) arqueanos com retrabalhamentos proterozóicos; seqüências metassedimentares paleoproterozóicas do Sgr. Minas; e metabasitos/anfibolitos subvulcânicos paleo a mesoproterozóicos. Ocorrem ainda unidades metassedimentares e metaígneas precambrianas de posição estratigráfica incerta e rochas fanerozóicas. A evolução polimetamórfica precambriana incluiu, pelo menos, 4 eventos regionais (Schorscher et al., 1997); o principal metamorfismo regional paleo a mesoproterozóico teve características de pressão intermediária e intensidade crescente da fácies dos xistos verdes média, na parte W da quadrícula, a superior transicional para fácies anfibolito inferior, na parte E.

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA 1:25.000

Foram verificadas as seguintes distribuições e características petrológicas dos conjuntos litológicos regionais (Figura 1).

O **complexo regional *s.l.* granítico arqueano** ocupa ~ 50% da área e compreende as rochas mais antigas da região. É constituído de rochas poli e retrometamórficas de tipo TTG, migmatitos e gnaisses metatéticos, metagranitóides intrusivos, e milonito e blastomilonito-gnaisses equivalentes, em geral, afetados por feldspatização potássica. As fácies miloníticas têm distribuição ampla na região e generalizada, principalmente, nas partes central e leste da quadrícula, contornando os GB e, ainda, associadas em largas faixas, aos contatos tectônicos com o *greenstone belt* Rio das Velhas. Nos milonito e blastomilonito-gnaisses ocorrem intercalações de xistos metapelíticos, quartzitos, anfibolitos metabásicos e xistos metaultramáficos, também milonitizados, formando níveis e lentes delgadas (métricas a submétricas) discontínuas, tectonicamente concordantes com as encaixantes. Representam, mais provavelmente, partes disruptas do *greenstone belt* Rio das Velhas, entretanto, foram aqui consideradas como rochas metassedimentares e metaígneas precambrianas, de posição estratigráfica incerta. Os milonito e blastomilonito-gnaisses e intercalações mostram foliações com caimentos baixos a médios, de direção geral para E (variando de NE a SE). Rochas mais bem preservadas do complexo regional granítico ocorrem na parte W e NW da quadrícula. Nesses casos, os migmatitos e gnaisses metatéticos apresentam foliações metamórficas de alto grau e dobramentos isoclinais apertados, com planos axiais de direções variáveis de N a NNW e caimentos predominantes para E, de altos ângulos.

O ***greenstone belt* Sgr. Rio das Velhas arqueano** ocorre em restos pouco expressivos nas áreas diretamente adjacentes a SE e W dos GB, representado, quase que na totalidade, por rochas profundamente intemperizadas. Entre os litotipos identificados, predominam xistos metamáficos a metapelíticos e anfibolitos metabásicos; subordinadamente, ocorrem formações ferríferas bandadas e rochas metaultramáficas do Gr. Nova Lima. Os contatos com as rochas graníticas TTG e com os GB são tectônicos, miloníticos e, às vezes, metassomáticos, por mobilizados pegmatóides e feldspatização.

Metagranitóides Borrachudos (GB) formam um corpo regional de expressão geomórfica proeminente na parte leste da quadrícula. Têm forma de lente arqueada com largura máxima na parte central e extremidades adelgaçadas. São rochas hololeucocráticas, de granulometria grossa com composição de álcali-feldspato granitos com fluorita. O alcali-feldspato é caracteristicamente uma mesopertita de substituição, ocorrendo ainda restos de plagioclásio saussuritizado. Nas pertitas ocorrem - exclusivamente na fase potássica e com extrema

abundância (perfazendo até 25% do volume) - inclusões fluídas na forma de cristais negativos (de dimensões de 4-10μ), evidenciando a importância dos processos metassomáticos na geração dos GB. A fluorita, inclusa nas pertitas e intersticial, apresenta centros de cor lilás. Os GB apresentam-se tipicamente deformados, com uma estrutura linear dada pelo arranjo regular dos minerais máficos concentrados em agregados, de direção constante E-W e caimentos baixos a médios (15-45°) para E. Nos agregados máficos, predomina a biotita de cor e pleocroismo verde escuro forte, ocorrendo ainda clorita, muscovita, epidoto-clinozoisita-alanita, zircão (caracteristicamente zonado), apatita e minerais opacos titaníferos, com transformações para leucoxênio/titanita. Geoquimicamente, são rochas sodi-potássicas, per-silícicas ($SiO_2 \geq 74\%$), fracamente peralumínicas a metalumínicas ($0 \leq c_{nor.} \leq 2$ %), ricas em elementos incompatíveis que lhes conferem algumas características de granitos tipo-A; os dados de ETR correspondem muito bem, em valores absolutos e padrões de distribuição normalizados com dados médios de granitos potássicos tardios de outros terrenos granito-*greenstone belt* arqueanos. Sob aspectos metalogenéticos destacam-se anomalias regionais de Sn e Be (Herz, 1970; Schorscher, 1992; Machado, 1994). Os GB são produtos de um tipo singular de granitogênese metassomática em zonas de cisalhamento crustais profundas, da orogênese arqueana do *greenstone belt* Rio das Velhas. Corresponderiam bem aos granitos tardios potássicos de outras áreas de *greenstone belt* do mundo, apenas os mecanismos de formação são diferentes e, possivelmente, expressão do espessamento siálico maior neste segmento crustal.

Metassedimentos proterozóicos do Sgr. Minas são restritos à extremidade NE do sinclinal Gandarela. Compreendem quartzitos e quartzo mica xistos do Gr. Caraça, itabiritos e minérios ricos hematítcos do Gr. Itabira e filitos prateados, quartzitos, quartzitos micáceos e xistos metapelíticos do Gr. Piracicaba. **Metabasitos/anfibolitos subvulcânicos proterozóicos** são relativamente raros e intrudem todas as rochas precambrianas regionais, com exceção do Sgr. Minas. A **evolução fanerozóica** compreende fraturamentos regionais, magmatismo basáltico (diques) e o modelamento do relevo e da rede de drenagem, assim como o desenvolvimento das coberturas intempéricas e dos sedimentos alúvio-coluvionares terciários a quaternários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, M.G. 1986: Técnicas de sensoriamento remoto e obtenção de dados lito-estruturais de detalhe na região NE do Quadrilátero Ferrífero - MG. 103 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais, Sensoriamento Remoto - Geologia, São José dos Campos, SP).

BARBOSA, M.P. 1988: *Estudo do relacionamento genético das feições geológicas na região do Espinhaço Meridional e adjacências (MG)*. 237 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

DORR, J.V.N. 1969: *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 110 p. (Professional Paper 641-A).

FREYBERG, B.V. 1932: *Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Geraes (Brasilien).* Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Sonderbd. 2: 403 p.

GUBA, I. 1982: *Tektonik, Texturen und Mineralogie der präkambrischen Eisenerze der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien.* 342 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geologia Universidade Técnica TU-Clausthal, Alemanha).

HERZ, N. 1970: *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 58 p. (Professional Paper 641-B).

KANIG, M. 1985: *Die Verteilung von Haupt- und Spurenelementen in lateritischen Böden über granitischen Gesteinen - Borrachudos Granitoid/Sta. Barbara, Minas Gerais, Brasilien.* 229 p. (Diplomarbeit, Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, Alemanha).

MACHADO, G.A.A. 1994: *Geologia da região e aspectos genéticos das jazidas de esmeraldas de Capoeirana e Belmont, Nova Era-Itabira, MG.* 134 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

REEVES, R.G. 1966: *Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 58 p. (Professional Paper 341-E).

SANTOS, A.R. 1986: *Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais com base em sensoreamento remoto.* 172 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHNEIDERHÖHN, P. 1935: *Brasilianische Gesteine (Aufsammlung B. von Freyberg).* Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Beil. Bd. 70 Abt. A: 151-201.

SCHORSCHER, H.D. 1973: *Levantamento geológico 1:20.000 da região de Itabira.* Relatório Final, Convênio Instituto Eschwege/Compania Vale do Rio Doce-CVRD, Diamantina-Belo Horizonte.

SCHORSCHER, H.D. 1975: *Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien.* 304 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de Heidelberg, Alemanha).

SCHORSCHER, H.D. 1992: *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes.* 394 p., 2 vols. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHORSCHER, H.D., MOTHÉ FILHO, H.F., ABREU, G.C., ALVES, M.G., DAVIES, H.-P., K., QUEIROGA, N.M.C. 1997: Geologia da Quadrícula Florália 1:25.000, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Prêto, 1997, *Anais*, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, (este Simpósio).

SICHEL, S.E. 1983: *Geologia das rochas precambrianas e geoquímica preliminar dos komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.* 232 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro).

SIMMONS, G.C. 1968: *Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 46 p. (Professional Paper 341-H).

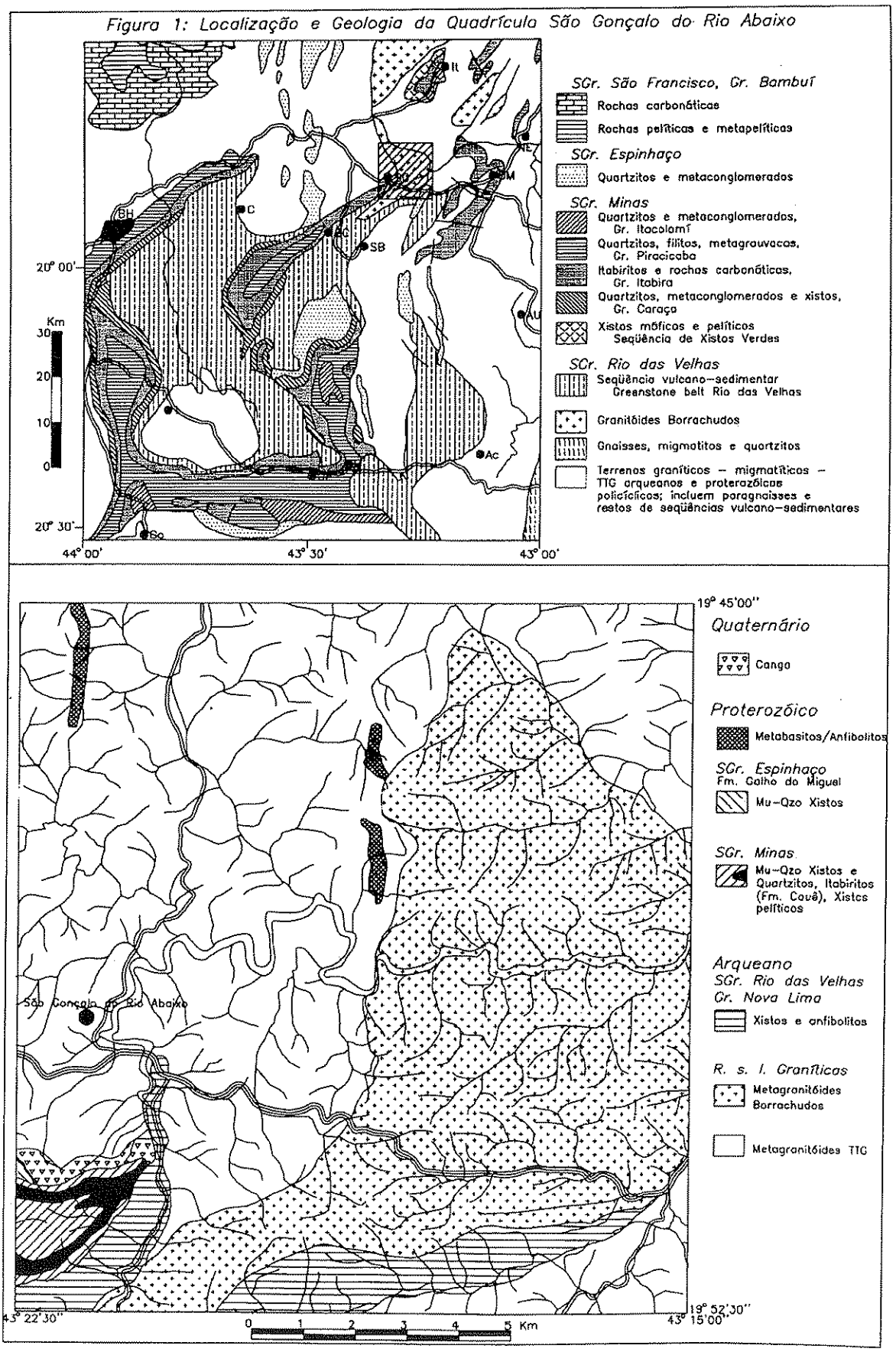


Figura 1: Mapas de localização e geológico simplificado da Quadrícula São Gonçalo do Rio Abaixo, nordeste do Quadrilátero Ferrífero, MG.

GEOLOGIA DA QUADRÍCULA FLORÁLIA 1:25.000, BORDA LESTE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

SCHORSCHER[1], HANS D.; MOTHÉ FILHO[2], HEITOR F.; ABREU[3], GUSTAVO C.; ALVES[4], MARIA DA GLORIA; DAVIES[1], HOWARD-PETER K.; QUEIROGA[5], NORMANDO C.M.

[1]DMP-IGC-USP, CX. P. 11.348, CEP 05422-970 SÃO PAULO, SP. [2]DEPTO. GEOLOGIA UFRRJ. [3]DOCEGEO, SALVADOR, BA. [4]DEPTO. GEOLOGIA, IGEO-UFRJ. [5]SAMA, MINAÇÚ, GO.

INTRODUÇÃO

Apresentamos o mapa 1:25.000 e aspectos geológicos e metalogenéticos da Quadrícula Florália (Figura 1), borda leste do Quadrilátero Ferrífero (QF), com base em levantamentos detalhados de campo e estudos fotogeológicos, petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. Dessa área, que já produziu ouro no século passado e início deste, existem apenas mapas de integração regionais (Dorr, 1969; Schorscher et al., 1982; Santos, 1986), os demais dados da literatura sendo ou trabalhos antigos sobre as minerações de ouro (Dupré, 1878; Costa, 1878; Costa Sena, 1881; Moraes & Barbosa, 1939), informações geológicas e petrográficas locais isoladas (Herz, 1970, 1978; Engesser, 1974) ou então, trabalhos e mapeamentos preliminares desse projeto de pesquisa (Alves, 1986; Schorscher et al., 1988; Abreu, 1995; Mothé, 1996). Nosso trabalho contribui para a geologia regional, cartografia 1:25.000, e metalogênese de uma parte da porção leste do QF, com enfoque na evolução precambriana.

GEOLOGIA REGIONAL

A área é contígua para W, N, E e S, respectivamente, às quadrículas 1:25.000 Barão de Cocais (Simmons, 1968; Sichel, 1983), São Gonçalo do Rio Abaixo (Schorscher et al., 1997), Rio Piracicaba (Reeves, 1966; Guba, 1982) e Bateias (Davies, 1993; Davies et al., 1997), e compreende os principais conjuntos precambrianos da parte leste do QF (Dorr, 1969; Schorscher, 1992): complexo regional *sensu lato* (*s.l.*) granítico arqueano com retrabalhamentos proterozóicos; *Greenstone belt* Sgr. Rio das Velhas arqueano; seqüências metassedimentares proterozóicas dos supergrupos (sgrs.) Espinhaço, e Minas; e metabasitos/anfibolitos subvulcânicos proterozóicos. Ocorrem ainda unidades metassedimentares e metaígneas precam-brianas de posição estratigráfica incerta e rochas fanerozóicas.

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA 1:25.000

Foram verificadas as seguintes distribuições e características petrológicas dos conjuntos litológicos regionais (Figura 1). O Complexo regional *s.l.* granítico arqueano, constituído de rochas poli e retrometamórficas de tipo TTG, ocupa ~35% da área e foi dividido em 3 subunidades: migmatitos e gnaisses metatéticos, metagranitóides intrusivos, e rochas graníticas metassomatizadas. Na primeira subunidade, compreende as rochas mais antigas da região. O *greenstone belt* Sgr. Rio das Velhas arqueano ocupa ~33% da área, em continuidade física com as regiões-tipo desse *greenstone belt* adjacentes a W, no QF. Compreende, na base, os metakomatiitos do Gr. Quebra Osso e, sobreposto, o Gr. Nova Lima de anfibolitos metabásicos a intermediários, xistos máficos e metapelíticos, formações ferríferas bandadas (bifs) e metacherts com intercalações metaultramáficas e metaácidas a intermediárias. Rochas do Gr. Maquiné não ocorrem. Metassedimentos proterozóicos dos sgrs. Minas e Espinhaço têm expressão restrita, predominando os últimos. O Sgr. Minas compreende quartzitos e quartzo mica xistos do Gr. Caraça, itabiritos e minérios ricos hematíticos do Gr. Itabira e filitos prateados, quartzitos, quartzitos micáceos e xistos metapelíticos do Gr. Piracicaba; o Sgr. Espinhaço, metaconglomerados intraformacionais com seixos de itabiritos e minérios ricos hematíticos da Fm. Sopa-Brumadinho e quartzitos, mica quartzitos e quartzo mica xistos, soto e sobrepostos, correlacionáveis, respectivamente, às formações São João da Chapada e Galho do Miguel. Metabasitos/anfibolitos subvulcânicos protero-zóicos são abundantes e intrudem todas as rochas precambrianas regionais, com exceção do Sgr. Minas. Rochas metassedimentares e metaígneas de posicionamento estratigráfico incerto são paragnaisses e xistos granatíferos dos sgrs. Rio das Velhas e/ou Minas, quartzitos e mica quartzitos dos sgrs. Minas e/ou Espinhaço, diques de metalamprofiros, possivelmente, da evolução *greenstone belt* arqueana e corpos metaultramáficos tectoníticos em zonas de falhas da evolução proterozóica.

EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA

Inclui, pelo menos, 4 eventos regionais: a formação do complexo granítico por processos arqueanos de alto grau, de migmatização generalizada, ígneos e metassomáticos associados, em níveis crustais médios a profundos; a orogênese Rio das Velhas arqueana de forte deformação e fraco metamorfismo; a orogênese Minas/Espinhaço paleo a mesoproterozóica do principal metamorfismo regional progressivo, variando, de WNW para ESE, da fácies dos xistos verdes média/superior a anfibolito inferior/média de pressão intermediária (com cianita regionalmente abundante), que produziu paragêneses compatíveis entre si nas rochas Espinhaço, Minas e Rio das Velhas, nas últimas, com substituição avançada a total das paragêneses arqueanas,

causando, ainda, retrometamorfismo seguido de reequilibração progressiva nas rochas *s.l.* graníticas arqueanas, e o Ciclo Brasiliano de retrabalhamentos tectono-termais neoproterozóicos, com movimentos verticais e reajustes parciais a totais dos sistemas Rb-Sr e K-Ar.

O estilo tectônico fundamental consiste na estruturação em domos, típica de terrenos granito-*greenstone belt* arqueanos. Amoldam-se aos domos tanto as seqüências arqueanas Rio das Velhas, com maior perfeição, como as proterozóicas Espinhaço e Minas. Nos gnaisses e migmatitos arqueanos observam-se duas foliações de alto grau, respectivamente, de direção geral E-W com vergência N, e N-S com vergência W. Similarmente, o Sgr. Rio das Velhas mostra uma S_{n-1} palimpséstica e uma S_n principal nessas mesmas direções. Os depósitos Minas e Espinhaço também mostram configuração e foliações metamórficas nas duas direções que, portanto, controlaram a evolução estrutural regional desde o Arqueano, por reativações consecutivas e recorrentes, ora orógenas ora anorógenas. A evolução fanerozóica compreende fraturamentos regionais, magmatismo basáltico (diques) e o modelamento do relevo e da rede de drenagem, também ressaltando a importância dos alinhamentos estruturais N-S e E-W, assim como o desenvolvimento das coberturas intempéricas e dos sedimentos alúvio-coluvionares terciários a quaternários.

METALOGÊNESE E POTENCIAL MINERAL

Ocorrem nos metakomatiitos do Gr. Quebra Osso sulfetos maciços de origens ígneas com pirrotita, calcopirita, pentlandita e, no Gr. Nova Lima, mineralizações de ouro nas minas (todas abandonadas) do Pari, Patrimônio, Gambá e Bahú, alinhadas regionalmente na direção N-S, existindo estudos detalhados da mina do Pari. Regionalmente há ainda pequenos corpos de minérios hematíticos no Sgr. Minas, xistos e produtos de intemperismo manganíferos nos sgrs. Minas e/ou Rio das Velhas, assim como ocorrências de ouro aluvionar no Rio Valéria e tributários, principalmente aqueles que drenam as áreas do greenstone belt Rio das Velhas (Figura 1).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, G.C. 1995: *Geologia e metalogênese do ouro da mina do Pari, NE do Quadrilátero Ferrífero-MG.* 162 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

ALVES, M.G. 1986: *Técnicas de sensoriamento remoto e obtenção de dados lito-estruturais de detalhe na região NE do Quadrilátero Ferrífero - MG.* 103 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais, Sensoriamento Remoto - Geologia, São José dos Campos, SP).

COSTA, L.A.C.d. 1878: *Estudo geológico da região de São Bartolomeu e da mina de ouro da Tapera perto de Ouro Preto.* Archivos do Museu Nacional, 3(3), Rio de Janeiro, 15 p.

COSTA SENA, P. 1881: *Análise de minérios auríferos de algumas minas de Minas Gerais.* Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto 1: 114-117.

DAVIES, H.-P.K. 1993: *Petrogênese e evolução crustal pré-cambriana da região de Bateias (quadrícula 1:25.000 NE da Folha Topográfica Catas Altas 1:50.000) Quadrilátero Ferrífero - MG.* 265 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

DAVIES, H.-P.K., SCHORSCHER, H.D., ALVES, M.G. 1997: Geologia da Quadrícula Bateias 1:25.000, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Prêto, 1997, *Anais*, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, (este Simpósio).

DORR, J.V.N. 1969: *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 110 p. (Professional Paper 641-A).

DUPRÉ JR., L. 1878: *Estudo geológico e mineralógico da região e de Ouro Preto, compreendida entre aquela cidade e a povoação do Taquaral e o rio do Carmo.* Archivos do Museu Nacional, 3(2), Rio de Janeiro, 6 p.

ENGESSER, W.1974: *Geologie, Petrographie und Altersstellung der Gesteine der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien).* 38 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geologia da Universidade de Freiburg i.Br., Alemanha).

GUBA, I. 1982: *Tektonik, Texturen und Mineralogie der präkambrischen Eisenerze der Lagerstätte Morro Agudo im NE des Quadrilátero Ferrífero/Minas Gerais, Brasilien.* 342 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geologia Universidade Técnica TU-Clausthal, Alemanha).

HERZ, N. 1970: *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 58 p. (Professional Paper 641-B).

HERZ, N. 1978: *Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 81 p. (Professional Paper 641-C).

MORAES, L.J., BARBOSA, O. 1939: *Ouro no centro de Minas Gerais.* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 185 p. (Boletim 38).

MOTHÉ Fº., H.F. 1996: *Contribuição à geologia da região de Florália/MG.* 189 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro).

REEVES, R.G. 1966: *Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicaba quadrangles, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 58 p. (Professional Paper 341-E).

SANTOS, A.R. 1986: *Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas Gerais com base em sensoreamento remoto.* 172 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHORSCHER, H.D. 1992: *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes.* 394 p., 2 vols. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SCHORSCHER, H.D., SANTANA, F.C., POLONIA, J.C., MOREIRA, J.M.P. 1982: Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and proterozoic rocks. In: International symposium on archean and proterozoic crustal evolution and metallogenesis, Salvador, Excursions Annex, SME-BA, 46 p.

SCHORSCHER, H.D., ALVES, M.G., MOTHÉ Fº., H.F., DAVIES, H.-P.K., CORREA, G.C., QUEIROGA, N.C.M. 1988: *Geologia da Quadrícula Bateias.* Relatório de Pesquisa, Processo 404377/85 CNPq/IG-USP.

SCHORSCHER, H.D., ALVES, M.G., DAVIES, H.-P., K., 1997: Geologia da Quadrícula São Gonçalo do Rio Abaixo 1:25.000, parte nordeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Prêto, 1997, *Anais*, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais, (este Simpósio).

SICHEL, S.E. 1983: *Geologia das rochas precambrianas e geoquímica preliminar dos komatiitos do Supergrupo Rio*

das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 232 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro).

SIMMONS, G.C.1968: *Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil.* Washington, D.C., USGS, 46 p. (Professional Paper 341-H).

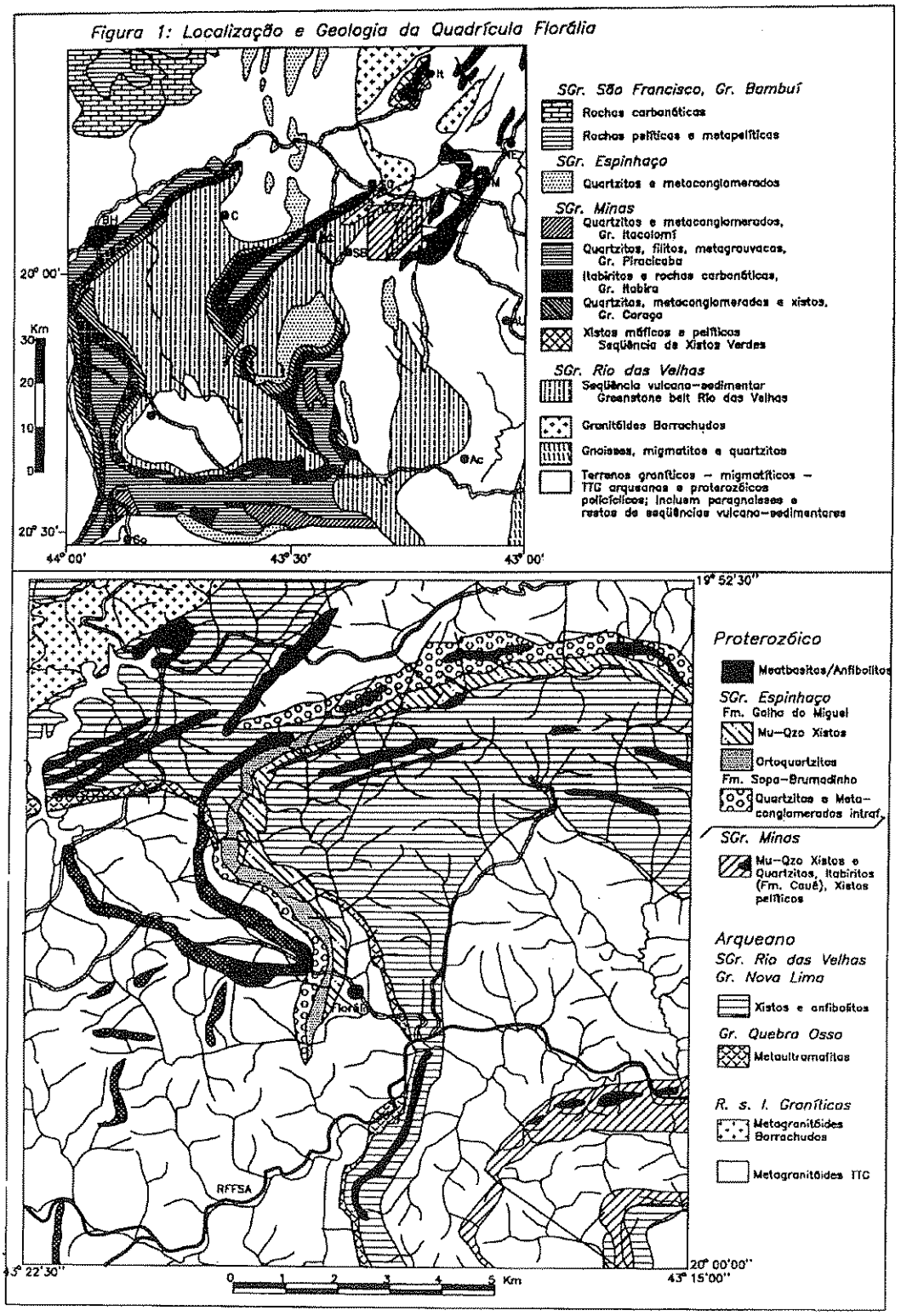


Figura 1: Mapas de localização e geológico simplificado da Quadrícula Florália borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG.

TECTÔNICA TRANSPRESSIVA SINISTRAL NO CONTEXTO DO SEGMENTO SUDESTE DO SISTEMA ÁGUA QUENTE, BORDA SE DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

ABIB, MAURO MARCUS SINÍCIO; PERES, GUILHERME GRAVINA; JORDT-EVANGELISTA, HANNA; FONSECA, MARCO ANTÔNIO

DEGEO/EM/UFOP

A região sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, é uma área cuja geologia tem sido relativamente pouco estudada. Além de algumas antigas publicações de cunho local, que enfatizam a potencialidade econômica de áreas onde lavrou-se ouro até a primeira metade deste século (por exemplo Lacourt, 1937), o trabalho mais completo restringe-se a um mapeamento regional na escala 1:100.000 executado pela CPRM (1991).

No presente trabalho, realizou-se um mapeamento geológico de detalhe numa área do Distrito de Pinheiros Altos, Município de Piranga, onde, desde o século XVII, foi lavrado ouro associado a veios de quartzo em zonas de falhas (Lacourt, 1937). A área mapeada (fig. 1) dista aproximadamente 30 km a SE de Mariana.

As rochas mapeadas são: **metaultramáficas**, representadas por esteatitos, talco xistos e talco-clorita xistos; **metamáficas**, como anfibólio ± epidoto xistos; e **metassedimentares clásticas**, representadas por xistos aluminosos com porfiroblastos de granada, estaurolita e/ou cianita, por quartzitos e por metaconglomerados. Tal associação litológica foi correlacionada por Raposo (1991) e Peres & Abib (1997) ao Supergrupo Rio das Velhas. As rochas foram submetidas a um metamorfismo regional de fácies anfibolito baixo (cerca de 550°C e 5kbar), segundo indicam as paragêneses minerais (Peres & Abib, 1997). Estas litologias ocorrem intimamente associadas a corpos gnáissicos trondjemíticos de dimensões variáveis e provavelmente de natureza sintectônica (Jordt-Evangelista & Peres, 1997).

A análise textural e microestrutural de alguns destes litotipos (xistos aluminosos, metamáficas e metaultramáficas) permitiu constatar a existência de pelo menos duas fases de deformação e três de blastese. A primeira fase de deformação foi responsável pela geração da foliação principal e seria concomitante à primeira fase de blastese (sintectônica), com crescimento de granada e demais componentes principais das rochas como quartzo, feldspato e biotita nos xistos aluminosos; epidoto, plagioclásio e anfibólio nas metamáficas e talco e clorita nas metaultramáficas. Após esta primeira fase deformacional ocorreu a segunda fase de blastese (intercinemática), sob condições de maior temperatura (em torno de 550°C), como atesta a ocorrência de estaurolita nos metapelitos e antofilita nas metaultramáficas, que são contemporâneas a esta fase. A segunda fase de deformação foi responsável por uma suave crenulação da foliação principal, sem ocorrência de uma fase de blastese a ela associada. A terceira fase de blastese (pós-tectônica) é representada por retrometamorfismo, responsável, por exemplo, pelo crescimento de clorita às custas de granada, estaurolita ou biotita.

Quanto à estruturação da região, a nível mesoscópico, a estrutura mais evidente nas rochas é uma foliação metamórfica com atitude média de 050/32 (fig. 2). Esta foliação pode, por vezes, apresentar-se dobrada em escala milimétrica a decimétrica, constituindo dobras intrafoliais complexas, rompidas ou não, como as descritas por Baltazar (1991). A segunda estrutura mais evidente é uma lineação mineral, desenvolvida sobre o plano da foliação principal e oblíqua em relação a direção de mergulho da mesma, apresentando atitude média 116/13 (fig. 3). Essa lineação é marcada pelo alinhamento de cristais de mica, anfibólio e quartzo alongado, conforme a rocha na qual esta se encontra impressa e a ela se paralelizam as charneiras das dobras.

Estas estruturas (foliação e lineação mineral) em associação a indicadores cinemáticos (dobras assimétricas e veios de quartzo deformados, evidenciam transporte de massa de SE para NW, através de falhamentos reversos, com componente oblíqua sinistral. Estas falhas truncam e repetem os litotipos ocorrentes na área. O mapa geológico da área de estudo (fig. 1) mostram esta repetição, bem como o posicionamento das principais estruturas (falhamentos e foliação) segundo o *trend* NW-SE. Uma litologia que evidencia bem esta repetição são os corpos de gnaisse trondjemítico que ocorrem em três faixas na área mapeada (a nordeste, a sudoeste e em Pinheiros Altos), além de corpos menores como o que ocorre a noroeste da área e outros não representáveis na escala de trabalho. A faixa quartzítica que ocorre no extremo sudoeste da área também evidencia bem esta repetição.

Os traços da principais estruturas regionais mostram *trend* NW-SE em imagens de radar, de satélite e aerofotografias. Verifica-se, através da interpretação de imagens de satélite e radar, a continuidade para NW deste *trend* em direção à borda SE do Quadrilátero Ferrífero, indicando, desta forma, uma conexão com os lineamentos do sistema de Falhamentos Água Quente. Neste sistema, definido por Dorr (1969) há o predomínio de empurrões frontais. É notável a inflexão por ele exibida, próximo à cidade de Mariana. Daí, as estruturas frontais NS passam, a sudeste, a ocupar o *trend* NW-SE, caracterizando, portanto, um segmento do sistema Água Quente, onde domina uma cinemática transpressiva sinistral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BALTAZAR, O.F. -1991- Geologia Estruturai. In: *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folha Rio Espera.* Parte II, capítulo 3, p. 89-92. CPRM/DNPM. Brasília, DF.

CPRM -1991- Carta Geológica - Folha Rio Espera (SF-23-X-B-IV). Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. DNPM/CPRM-MG. Belo Horizonte, MG.

DORR, J.V.N. -1969- *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* USGS, Prof. Paper, 641 A, 1-A 109.

JORDT-EVANGELISTA, H. & PERES, G.G. -1997- O papel da deformação na geração de um gnaisse ortoderivado. 6º Simp. Nac. Est. Tect.; *Anais...* SBG. p. 200-202. Goiânia, GO.

LACOURT, F. -1937- Jazidas auríferas de Ouro Preto e Mariana, Minas Gerais. *Mineração e Metallurgia,* Julho-Agosto, p. 95. Rio de Janeiro, RJ.

PERES, G.G. & ABIB, M.M.S. -1997- Geologia da região de Pinheiros Altos, Município de Piranga, MG. 64p. (Trabalho de graduação. DEGEO - EM/UFOP).

RAPOSO, F.O. -1991- Estratigrafia, petrografia e petrologia. In: *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folha Rio Espera.* Parte II, capítulo 2, p. 27-88. CPRM/DNPM. Brasília, DF.

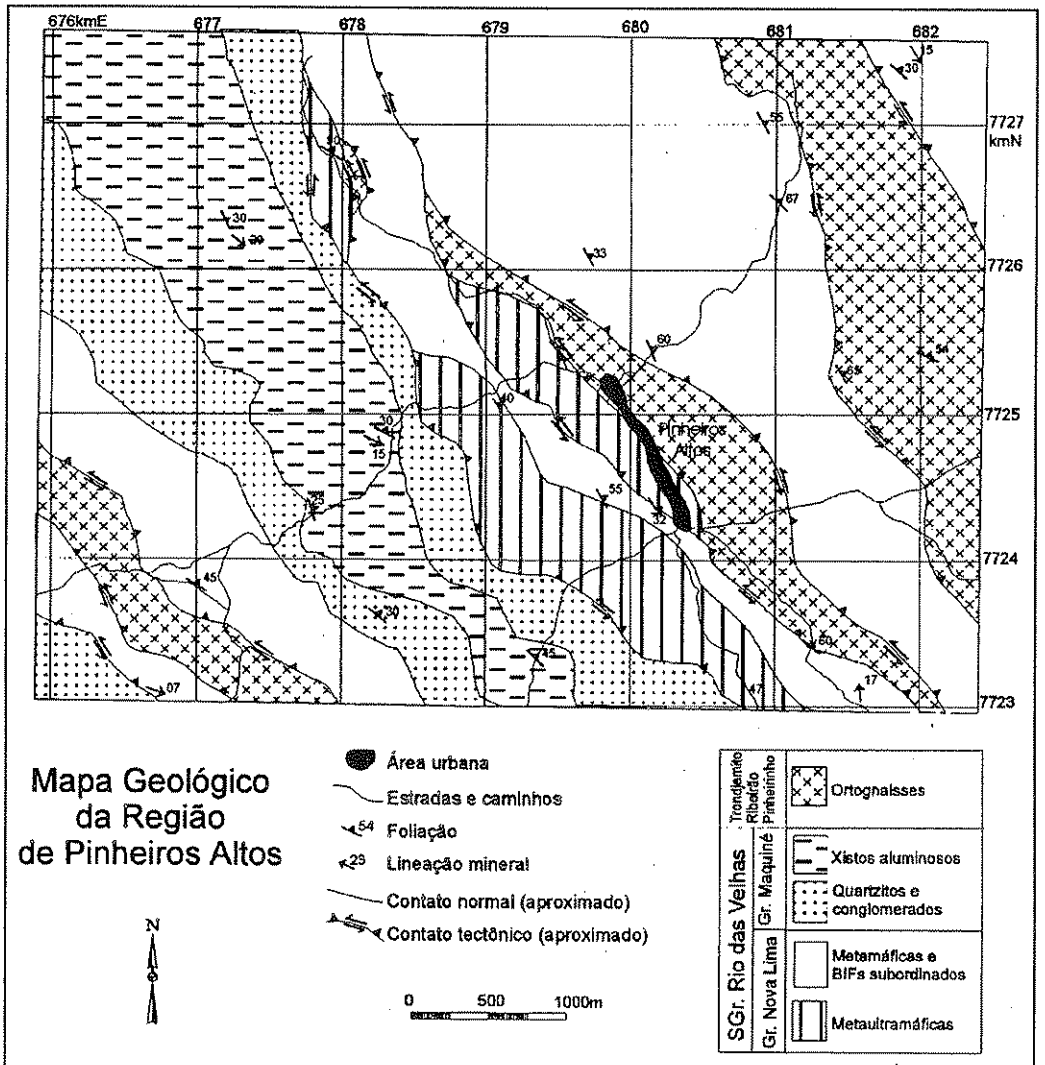


Figura 1. Mapa geológico da região de Pinheiros Altos

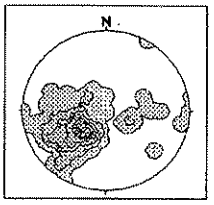


Figura 2. Estereograma mostrando a projeção polar da foliação principal. Máximo polar de 230/58;atitude média de 050/32. 107 medidas

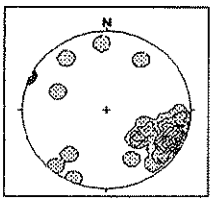


Figura 3. Estereograma mostrando a direção da lineação mineral. Máximo em 116/13. 39 medidas.

REGIMES TECTÔNICOS NO SEGMENTO MERIDIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO: REGIÃO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

[1] ENDO, ISSAMU; [2] MACHADO, RÔMULO
[1] DEGEO/EM/UFOP
[2] IGC/USP

A evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes é interpretada como resultado da superposição de três ciclos tectono-deformacionais principais: Jequié; Transamazônico e Brasiliano.

O ciclo orogênico Jequié se processou no intervalo entre 2.780 a 2.555 Ma, sob condições metamórficas de fácies xisto-verde a anfibólito médio e, em um regime tectônico transpressional, com plano fluxo N-S, vertical (Endo & Carneiro, 1996, Endo *et al.*, 1996; Endo, 1997). Este ciclo é constituído por três eventos tectônicos distintos. O primeiro, de maior intensidade, correspondente à orogênese Rio das Velhas, teria ocorrido no intervalo de 2.780 a 2.700 Ma (Carneiro, 1992). Caracteriza-se pela deformação cisalhante dúctil, com cinemática direcional dextral do *greenstone* Rio das Velhas, juntamente com a formação de pontos tríplices da foliação em torno do corpo dômico Bação. Além disso, proporcionou a nucleação de fraturas crustais de direções NE-SW e N-S, que possibilitaram a ascensão e o alojamento sintectônico de granitóides (ex. Samambaia, Mamona, Brumadinho e Mateus Leme). O segundo evento se manifesta através da superposição plano-paralela de cisalhamentos com deslocamentos sinistrais e nucleação de descontinuidades crustais de orientações NW-SE e E-W. Magmatismo básico associado a este evento teria ocorrido por volta de 2.650 Ma (Pinese, 1997) com intrusão de diques máficos ao longo de fraturas NW-SE e N-S. O terceiro evento, correspondente a orogênese Maquiné, se desenvolve em regime transpressional dextral dúctil a dúctil-rúptil, sendo responsável pela deformação e colocação de *plutons* graníticos (ex. Salto do Paropeba e Itabirito), com idades no intervalo de 2.612 a 2.555 Ma (Noce, 1995; Endo, 1997) controlada pela reativação de descontinuidades prévias (Endo, 1997).

O ciclo orogênico Transamazônico é constituído por dois eventos tectônicos compressionais e dois eventos extensionais, alternados, que ocorreram no intervalo mínimo entre 2.250 a 1.900 Ma, processados em condições metamórficas de fácies xisto-verde baixo a anfibolito. Podem ser interpretados como dois megaeventos tectônicos progressivos, cuja evolução se processou em regime transpressional com plano de fluxo N-S, subvertical (Endo, 1997). O primeiro megaevento Transamazônico corresponde à orogênese Minas, que promoveu a inversão tectônica da bacia Paleoproterozóica Minas. Foi responsável pelos deslocamentos tectônicos dirigidos para SW, desenvolvidos em regime transpressivo dextral, seguido da nucleação e desenvolvimento de estruturas extensionais em regime transtrativo dextral. Este megaevento de cisalhamento transpressional dextral gerou, entre outras, as seguintes feições estruturais: a) Sinclinais Vargem do Lima e Santo Antonio; b) cisalhamento dextral no Cinturão Mineiro; c) deslocamentos dextrais ao longo do Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, de caráter transferente; d) zonas de cisalhamento normais Moeda-Bonfim, Souza Noschese, Curral, Engenho e Água Quente; e) megassinclinais do QFe; f) estruturas dômicas dos Complexos Metamórficos Bonfim, Bação, Santa Bárbara, Belo Horizonte e Caeté; g) auréolas metamórficas; h) deposição de sedimentos das unidades Sabará e Santo Antonio, na fase compressional, e Itacolomi, na fase extensional; i) alojamento de *plutons* graníticos ao longo de descontinuidades NE-SW e E-W (ex. Alto Maranhão, Ritápolis, Tabuões, Lavras, Itutinga e Ressaquinha). A idade mínima estimada para o final do primeiro megaevento tectônico é ao redor de 2.100 Ma (*e.g.* Alkmim *et al.*, 1994). O segundo megaevento Transamazônico, denominado orogênese Itacolomi, foi responsável pelos deslocamentos tectônicos dirigidos para N-NW, desenvolvido sob regime tectônico transpressional, sinistral, sendo seguido de extensão pós-orogênica para SE. Estima-se que este megaevento teria ocorrido no intervalo de tempo, mínimo, de 2.059 a 1.900 Ma. As principais estruturas tectogênicas deste megaevento são: a) cisalhamento sinistral no Cinturão Mineiro; b) Sistema de Falhas do Itacolomi; c) inversão cinemática e desenvolvimento do Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas; d) inversão tectônica da aba sul do Sinclinal Curral; e) congestionamento estrutural nas conexões sinclinoriais Moeda-Curral e Moeda/Dom Bosco-Jeceaba/Bom Sucesso; f) cisalhamento direcional sinistral ao longo do Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, de caráter transcorrente. Ambos os ciclos orogênicos já foram apontados por Guimarães (1951) e Dorr (1969).

O ciclo orogênico Brasiliano é constituído de dois eventos tectônicos desenvolvidos em regime transpressional com plano de fluxo NE-SW e em condições metamórficas de fácies xisto-verde (Machado & Endo, 1994; Endo & Machado; 1995; Endo, 1997). O evento mais antigo, de cinemática dextral, proporcionou a formação de sistemas de dobramentos e cavalgamentos com transporte para NW, na região meridional da área, e para W, na porção setentrional, ocorrendo aqui o

envolvimento do embasamento. Esta tectônica do embasamento promoveu a constrição do Sinclinal Moeda e a inversão da sua aba leste, em conseqüência do processo de escape tectônico ascensional de massas rochosas plásticas do greenstone Rio das Velhas, induzido pelo deslocamento do corpo dômico Bação. Segue-se, a este evento compressional, uma fase de extensão pós-orogênica, responsável pela geração de dobramentos em escala mesoscópica, vergentes para leste, além do soerguimento de blocos do embasamento e cisalhamentos normais. Finalmente, ocorreu um evento tardio, de baixa intensidade com componente de cisalhamento transpressivo sinistral. O efeito tectônico desta fase se manifesta através de suaves dobramentos de orientações axiais NE-SW a E-W, além de reativações localizadas de descontinuidades pré-existentes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPESP proc. n°93/1830-1, ao CPq-DEGEO/UFOP e à Fundação Gorceix pelo suporte financeiro e logístico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; EVANGELISTA, H. J. & BRUECKNER, H. 1994. CONGR. BRAS. GEOL., 38. Camboriú., 1994. *Anais* .... Camboriú., SBG. 1, p.75-76.

CARNEIRO, M. A. 1992. São Paulo. (Tese de Doutoramento, Inst. Geoc., USP) 233p.

DORR, J. V. N. II. 1969. USGS. Prof. Paper. 641-A. 110p.

ENDO, I. & MACHADO, R. 1995. INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 12th. Norman-OK/USA, 1995. *Anais* .... Norman-OK/USA, p.34-35.

ENDO, I. & CARNEIRO, M. A. 1996., CONG. BRAS. GEOL 39. Salvador, 1996. *Anais* .... Salvador, SBG. 1, p.414-416.

ENDO, I.; FONSECA, M. A. & OLIVEIRA, C. G. DE. 1996. CONGR. BRAS. GEOL 39. Salvador, 1996. *Anais* .... Salvador, SBG. 1, p.437-439.

ENDO, I. 1997. São Paulo (Tese de Doutoramento, Inst. Geoc., USP). 384p. (inédito).

GUIMARÃES, D. 1951. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. Bol. 88. 314p.

MACHADO, R. & ENDO, I. 1994. CONGR. BRAS. GEOL, 38. Camboriú, 1994. *Anais* .... Camboriú, SBG/Núcleo SC. 2, p.269-270.

NOCE, C. M. 1995. 128p. São Paulo (Tese de Doutoramento, Inst. Geoc., USP).

PINESE, J. P. P. 1997. 178p. São Paulo (Tese de Doutoramento, Inst. Geoc., USP).

ESTRUTURAÇÃO DOS CORPOS AURÍFEROS (JACUTINGAS) NA MINA DO CAUÊ - ITABIRA, MG

[1]GALBIATTI, HENRY F.; [2]PEREIRA, MARCELO DA COSTA; [3]FONSECA, MARCO A.
[1]CVRD - galbiat@cvrd.com.br ;[2]JAAKKO POYRY - mpereira@mail.iconnect.com.br
[3]DEGEO/EM/UFOP - marco@degeo.ufop.br

INTRODUÇÃO

A mina do Cauê em Itabira, MG, além de produzir 20 milhões de toneladas anuais de minério de ferro, hospeda sete corpos auríferos que produziram seis toneladas de ouro, desde 1983.

No final de 1995, foram iniciadas atividades de detalhamento estrutural nos corpos auríferos do Cauê, a fim de buscar entendimento sobre a queda acentuada nos teores que, em 1983, eram de 26 g/t e, atualmente, estão ao redor de 2,8 g/t. Neste trabalho, todos os corpos foram detalhados e determinou-se que ocorrem em situações geológicas e estruturais diferentes, quadro 1. Zonas transcorrentes destrais na aba norte do sinclinal Cauê (Hasui & Magalhães 1991) geraram sistema de fraturas. Os fluidos auríferos infiltraram e depositaram-se nestas fraturas e nos contatos entre itabiritos fraturados e hematitas.

Os mapas e as seções confirmaram a variabilidade dos teores e a queda acentuada em profundidade.

SÍNTESE DA ESTRUTURAÇÃO DOS CORPOS AURÍFEROS (JACUTINGAS)

Os corpos auríferos em Itabira foram descobertos pelos irmãos Albernaz, provenientes de São Paulo em 1720 (Burton 1860). Burton (op cit), Henwood (1871) e Dorr & Barbosa (1963) fazem algumas referências históricas de produção sobre as minas do Cauê e Conceição, sem muita precisão. Recentemente, vários trabalhos de cunho científico foram realizados no Distrito Ferrífero de Itabira com enfoque em seu arcabouço estrutural, destacando-se: Chemale Jr & Quade (1986), Hasui & Magalhães (1991), Leão de Sá & Borges (1991), Olivo et. al (1995), Crocco-Rodrigues et. al (1996). Destes, Leão de Sá & Borges (1991) e Olivo et. al (1995) escreveram especificamente sobre os corpos auríferos de jacutinga.

A geologia do distrito de Itabira constitui-se de metassedimentos do Supergrupo Minas em contato tectônico com sequências de Terrenos Granito-Gnáissicos e Supergrupo Rio das Velhas. As unidades do Supergrupo Minas estão representadas pelos Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba. Batólitos do granito Borrachudos ocorrem regionalmente.

Na mina do Cauê é identificada uma foliação principal, S1 (estereograma 1/Fig. 1), com orientação, aproximada, NS. Sobrepondo-se a esta, na aba norte do sinclinal Cauê, zonas transcorrentes (Hasui & Magalhães 1991) com direção EW (estereograma 4/Fig. 1), mergulhos verticais, geradas em condições rúpteis-dúcteis, interceptam a foliação S1.

Sete corpos auríferos estão hospedados na mina do Cauê, a saber: Y, X, Aba Norte 1 e 2 (AN), Aba Leste (AL), Área Central 1 e 2 (AC), Noroeste 1 e 2 (NW) e Aba Leste Inferior (ALi). Estes dois últimos, recentemente descobertos. Detalhamento geológico-estrutural caracterizou a mina do Cauê como um laboratório de corpos auríferos tipo jacutinga, pois estes ocorrem em diferentes situações geológicas e estruturais (vide quadro 1).

Na aba norte do sinclinal Cauê, região do corpo AN, caracterizou-se zona transcorrente destral (Hasui & Magalhães 1991) de caráter rúptil-dúctil, responsável pela geração das fraturas preenchidas com minério aurífero. Integração e comparação de dados estruturais nos corpos controlados por fraturamento, situados interna ou externamente às zonas transcorrentes, mostraram que estas fraturas ocorrem em posições espaciais coincidentes às do corpo AN (vide estereogramas 3 e 5 da figura 1). Como conseqüência deste controle, caracterizou-se que a mineralização aurífera ocorre em fraturas R, R', P, T e em contatos entre itabiritos fraturados e hematitas e entre os referidos itabiritos e rochas intrusivas.

Uma síntese do regime de geração, do tipo da mineralização e do posicionamento estrutural é mostrada no quadro 1.

Regime de Geração	Tipo da mineralização	Posicionamento	Corpos
Transcorrência	Sistema de Fraturas	Interno a ZT	AN 1 e 2, ALi
		Externo a ZT	Y e NW
	Contato entre He e Itabiritos fraturados	Interno a ZT	AN 1
		Externo a ZT	X, AC, AL e NW
	Contato entre In e Itabiritos fraturados	Interno a ZT	AN 2

Quadro 1 - Síntese da relação entre geração/mineralização/posicionamento/corpo aurífero. (He - hematita, In - intrusiva, ZT - zona transcorrente).

Os teores, nos corpos controlados por fraturamento, são elevados nas fraturas e baixos na foliação. Na figura 2, pode ser observado o comportamento planar das fraturas mineralizadas do corpo Y em rochas extremamente dobradas, situadas no núcleo do sinclinal Cauê. Corpos encaixados na foliação podem ser observados, mas não como regra geral (Guimarães 1970, Leão de Sá & Borges 1991, Olivo et. al 1994). Nos contatos entre itabiritos fraturados e hematitas, os teores mais elevados concentram-se na região exata do contato e decrescem nas encaixantes.

Seções longitudinais, ao longo das fraturas mineralizadas do corpo Y e AN, mostram que o plunge do minério e a lineação de estiramento mineral têm uma diferença angular, variável, próxima de 20° (vide seção longitudinal A-A' e estereograma 2, com as lineações, na figura 2). Portanto, o plunge não é controlado pela lineação de estiramento/mineral, conforme descrição de Leão de Sá & Borges (1991) e Olivo et. al (1994).

Estereogramas com as fraturas, a lineação de estiramento/mineral e a foliação principal (S1), no nível 802 do corpo Y, e zonas transcorrentes e fraturas do corpo Aba Norte podem ser observados na figura 1. Os estereogramas 1 e 4 mostram que a foliação S1 e as zonas transcorrentes estão posicionadas perpendicularmente. Os estereogramas 2 e 4 mostram que as lineações mineral/estiramento nos corpos Y e AN têm a mesma direção, com pequena variação. As fraturas, mostradas nos estereogramas 3 e 5, apresentam posicionamentos semelhantes nos níveis mineralizados dos corpos Y e Aba Norte. Salienta-se que estas fraturas ocorrem em pares conjugados, R e R', e que a mineralização está, predominantemente, nas fraturas sintéticas R e P, com direção entre N50-70E. Especificamente, no corpo Aba Norte, há mineralização nas fraturas T. Como consequência desta caracterização estrutural, os corpos auríferos são posteriores ao evento principal de estruturação do distrito (Transamazônico).

Os mapas, as seções e, principalmente, a alimentação da usina vêm demostrando a queda de teores em profundidade. Esta diminuição de teores nos corpos controlados por fraturamento pode estar condicionada à migração de fluidos dos 'sets' de múltiplas e pequenas fraturas, descontínuas, nos níveis inferiores para fraturas de maior extensão, contínuas, nos níveis superiores.

Integração de dados de geologia estrutural e econômica necessitam de resultados laboratoriais, que estão em andamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BURTON, R. 1860. Explorations of the Highlands of Brazil. Tinsley Brothers, London.

CHEMALE JR, F., QUADE, H. 1986. Estratigrafia e Geologia Estrutural do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONG. BRAS. GEOL.,34. Goiânia. Anais, 2: 987-998.

DORR, J.V. 2ND. & BARBOSA, A.L.M. 1963. *Geology and Ore Deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil*, USG Prof.Pap., 341-C, 110p.

CROCCO-RODRIGUES, F. A., MAGNI M.C.V., GUIMARÃES M.L.V., VASCONCELOS J.M., VANUCCI L.C., BORGES N.R.A. 1996 . Estruturação Tectônica das Unidades do Supergrupo Minas no Distrito Ferrífero de Itabira (MG). In: CONG. BRAS. GEOL., 39. Salvador-BA. p 394-397.

GUIMARÃES, D. 1970. *Arqueogênese do Ouro na Região Central de Minas Gerais*, **Dnpm**, Divisão de Fomento da Produção Mineral, Bol. 139, 51p.

HASUI, Y. & MAGALHÃES, F.S. 1991. Estudo Geoestrutural da Mina do Cauê. Relatório Interno CVRD, 27 p. - Inédito.

HENWOOD, W.J. 1871. On the Gold Mines of Minas Geraes, Brazil. *Trans. Royal Geology Soc. Comwall*, 8 (pt.1): 168-370.

LEÃO DE SÁ, E. & BORGES, N. 1991. Gold Mineralization in the Cauê and Conceição Mines. Itabira, MG. Brasil Gold'91. Pp. 75-86.

OLIVO, G.R., GAUTHIER,M., BARDOUX, LEÃO DE SÁ, E., FONSECA, J.T.F., CARBONARI, F. 1995. Palladium-Bearing Gold Deposit Hosted by Proterozoic Lake Superior-Type Iron-Formation at the Cauê Iron Mine, Itabira District, Southern São Francisco Craton, Brazil: Geologic and Structural Control. *Economic Geology*, v. **90**, p. 118-134.

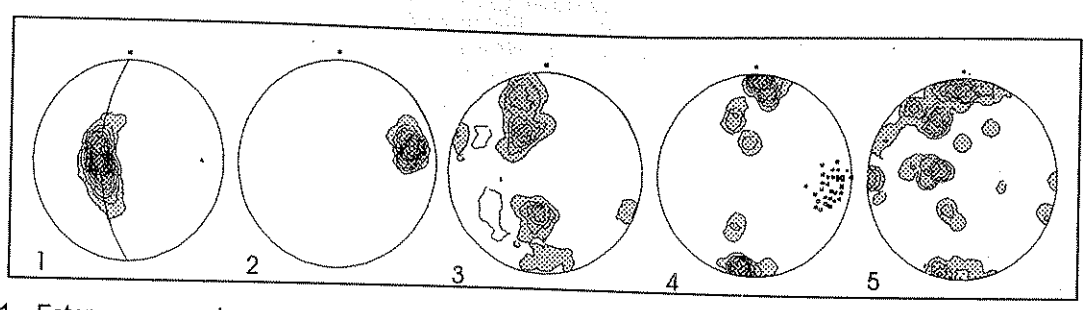
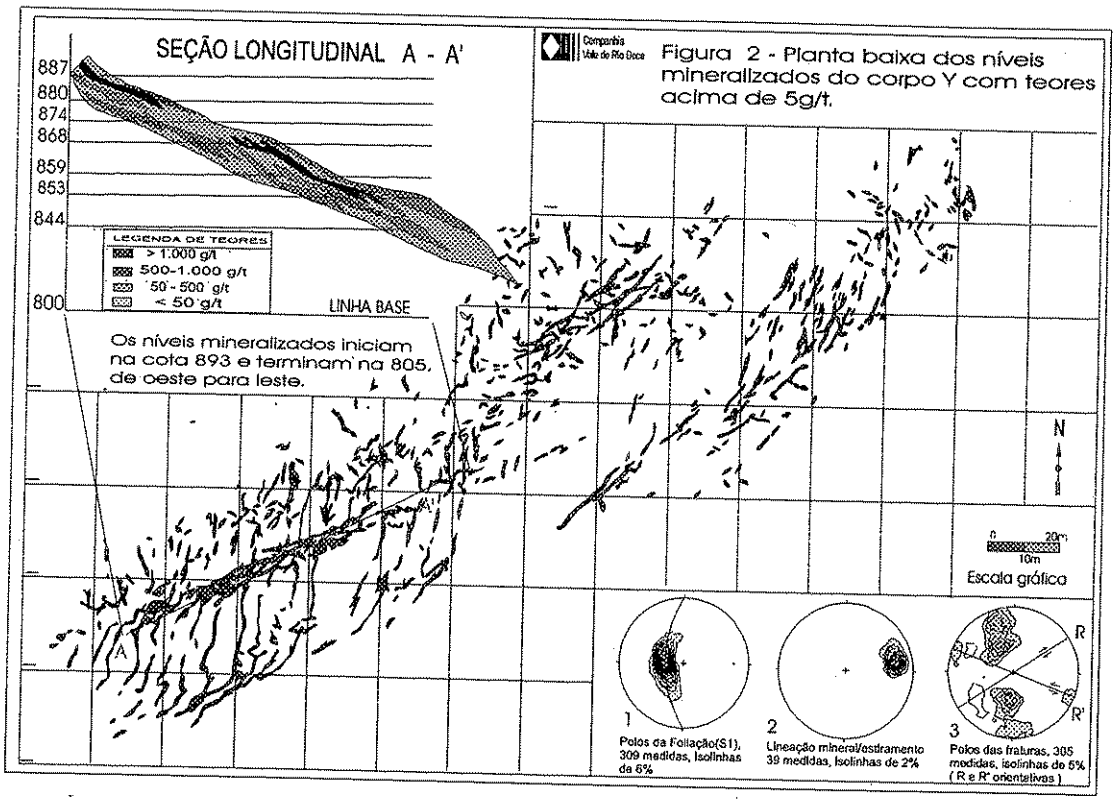


Figura 1 - Estereogramas dos corpos Y (**1, 2 e 3**) e Aba Norte (**4 e 5**). O estereograma **1** representa pólos da foliação S1, 309 medidas/isolinhas de 6%; **2** representa lineação mineral/estiramento, 39 medidas/isolinhas de 2%; **3** representa pólos da fraturas, 305 medidas/isolinhas 5%; **4** representa pólos das zonas transcorrentes, 64 medidas/isolinhas de 2% e lineação mineral/estiramento, 60 medidas; **5** representa pólos das fraturas, 112 medidas/isolinhas de 2%.



ESTUDO DE NOVOS MATERIAIS ANALÓGICOS PARA A SIMULAÇÃO DE FALHAS NORMAIS COM ÂNGULO DE MERGULHO DIFERENTE DE 60^0

[1] GOMES, CAROLINE J. S.; [2] FERREIRA, ALYSSON C. S.
[1] DEGEO/EM/UFOP - e-mail: caroline@degeo.ufop.br
[2] BOLSISTA IC/FAPEMIG

*Apoio: FAPEMIG (CEX - 908/95)

O objetivo do presente trabalho é suprir uma das dificuldades da modelagem física analógica que diz respeito ao reduzido número de materiais analógicos disponíveis para simular de forma adequada a deformação rúptil da crosta rasa. Neste sentido, pesquisaram-se misturas de areia com pó de barita (material de alta densidade) e outras com pó de etilcelulose (material de baixa densidade), em variadas proporções. O intuito do trabalho é obter materiais analógicos que permitam a simulação de falhas com ângulo de mergulho diferente de 60°, em terrenos extensionais.

A maioria dos autores que trabalham com a deformação rúptil (Davy & Cobbold 1988; McClay & Ellis 1987 etc) assumem para as rochas da crosta superior, um ângulo de atrito interno $\phi = 30°$ (ângulo de mergulho das falhas normais de 60°) utilizando-se para os seus modelos, com sucesso, areia seca, que possui ângulo de atrito de 31°. No entanto, os estudos tanto de laboratório, com corpos de prova em aparelhos de compressão triaxial, quanto de campo ou de seções sísmicas demonstram que o ângulo de mergulho das falhas comumente difere de 60° (p.ex. Jackson 1987; Zhang 1994).

Krantz (1991) mostra que o cálculo do coeficiente de atrito, μ, a partir do mergulho das falhas fornece resultados muito próximos àqueles determinados por testes de cisalhamento. O autor utilizou a relação $\mu = \tan(2\theta - 90°)$ onde, para falhas normais nas quais a tensão principal máxima $\sigma 1$ é vertical, θ corresponde ao ângulo de mergulho da falha. Ensaios de cisalhamento estão sendo desenvolvidos paralelamente a este trabalho, como forma de testar os resultados obtidos no laboratório de modelagem física.

Os experimentos foram efetuados em modelos de 20 x 10 x 7 cm (largura x comprimento inicial x altura) e submetidos a uma extensão de 2 cm (20%). Ao término da deformação o pacote de material analógico foi umedecido para a realização de cortes, paralelos ao transporte tectônico. Com o objetivo de se analisar a influência do atrito das paredes laterais da caixa do experimento sobre as falhas extensionais, executaram-se, sistematicamente, cortes a 2, 5, 10, 15 e 18 cm de uma das paredes. A medição do ângulo de mergulho de cada uma das duas falhas de bordo da bacia gerada (Figura 1A), foi repetida em cada corte seis vezes. Falhas secundárias, de rejeito menor, que se formavam no interior da bacia, não foram consideradas neste estudo. Os dados foram tratados estatisticamente obtendo-se as médias aritméticas do ângulo de mergulho de cada falha em cada corte (n = 6 medidas), em cada experimento (n = 30) e no total dos vários experimentos, repetidos até sete vezes com um mesmo material (n = 210). Cada material foi estudado, em sete experimentos, tanto sob forma compactada (levemente socado durante o processo de montagem) quanto não-compactada.

O trabalho iniciou-se com a areia pura, tingida, a fim de se obter o ângulo médio das falhas normais do material utilizado rotineiramente no laboratório. Em seguida, utilizaram-se misturas de areia e barita, na proporção de 3 : 1 e 3 : 2, respectivamente, e, areia e etilcelulose nas mesmas proporções.

Os experimentos revelaram, em planta, uma mesma geometria em todos os materiais, aproximadamente reta para a falha A e levemente curva para a falha B (Figura 1B). A configuração da falha B resulta do atrito das paredes sobre o pacote em movimento. A análise dos dados mostra que, o atrito das paredes da caixa gera também uma variação nos ângulos de mergulho da falha B. Os ângulos decrescem do centro da caixa em direção às duas paredes. Daí resulta que a média dos ângulos de mergulho da falha B é sempre mais baixa do que aquela da falha A. Observa-se, no entanto, que o valor do ângulo médio do seu corte central, de 10 cm, é muito próximo da média de todos os ângulos da falha A. Este fato se explica pela ausência de arrasto na falha A, reta em planta (Tabela 1). Uma vez reconhecido o papel do atrito das paredes das caixas dos experimentos sobre as falhas, passou-se a utilizar para as duas falhas, apenas os valores dos ângulos de mergulho do corte central.

A comparação entre os dados dos mesmos materiais sob forma compactada e não-compactada, revela um ângulo de mergulho mais elevado para a primeira, em todos os produtos (Tabela 2). O valor do ângulo de mergulho das falhas normais na areia, compactada ou não, 71° e 68° respectivamente, é sempre mais alto do que o ângulo previsto para a areia, pela literatura. Ao acrescentar-se pó de barita à areia obtém-se ângulos de mergulho ligeiramente mais elevados especialmente na forma compactada. O aumento na proporção da barita em relação à areia, ou areia : barita de 3 : 1 para 3 : 2 respectivamente, resulta em um aumento desprezível dos valores médios de mergulho. Além disto, a proporção maior de pó de barita (material argiloso) na areia, produz uma definição bastante difusa do traço da falha, em corte.

A mistura de etilcelulose e areia não gerou ângulos de mergulho mais baixos do que os da areia pura, como esperado devido à sua densidade mais baixa. Os valores médios são intermediários entre aqueles da areia pura e aqueles das misturas de areia com barita.

Os resultados da presente pesquisa mostram que quanto maior o grau de compactação da areia maior é o seu coeficiente de atrito interno (ângulo de mergulho das falhas normais). Krantz (1991), em trabalho experimental similar, explica o fato pelo aumento da densidade do material com o grau de compactação. O acréscimo à areia de um produto de densidade mais elevada, gera um aumento pequeno no ângulo de mergulho das falhas, de no máximo 9%. Por outro lado, o acréscimo de um material de densidade inferior à areia, não gera valores mais baixos nos ângulos de mergulho. Os dados demonstram, portanto, que o coeficiente de atrito interno da areia muda com o seu grau de compactação (que muda a sua densidade), no entanto, inexiste uma relação direta entre a densidade da areia, quando misturada a outros produtos, e respectivo coeficiente de atrito interno.

Em trabalhos futuros pretende-se analisar outros fatores que possam influenciar o coeficiente de atrito interno da areia, tais como o efeito da umidade no pacote e do atrito do descolamento basal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

KRANTZ, R. W. 1991. Measurements of friction coefficents and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, **188**: 203 - 207.

DAVY, P. & COBBOLD, P. R. 1988. Indentation tectonics in nature and experiments, 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, **14**: 129-141.

JACKSON, J. A. 1987. Active normal faulting and crustal extension. In: Continental Extensional Tectonics (eds. M. P. Coward, J. F. Dewey & P. L. Hancock), *Geological Society of London - Special Publication*, **28**: 3-17.

MCCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. 1987. Analogue models of extensional fault geometries. In: Continental Extensional Tectonics (eds. M. P. Coward, J. F. Dewey & P. L. Hancock), *Geological Society of London - Special Publication*, **28**: 109-125.

ZHANG, Y. K. 1994. Mechanics of extensional wedges and geometry of normal faults. *J. Struct. Geol.*, **16** (5): 725-732.

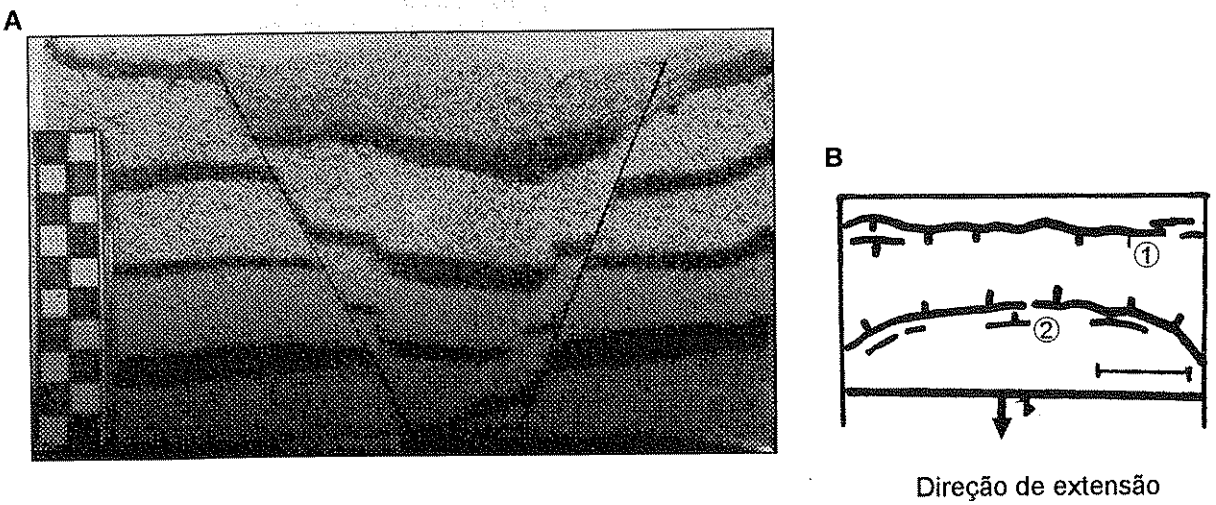


Figura 1: As falhas normais, no modelo com areia, ao término da deformação; **A-** em perfil (fotografia, a escala vertical corresponde a 5 cm) e **B-** em planta (desenho esquemático); À Falha A; Á Falha B; a barra corresponde a 5 cm.

Tabela 1: Ângulo de mergulho médio das falhas normais, na areia, em diversos cortes (2, 5, 10, 15, e 18 cm); A C - areia compactada; A NC - areia não-compactada

	FALHA A (reta em planta)						*FALHA B (curva em planta)*					
			0	**5**	**8**	**édia**			**0**	**5**	**8**	**édia**
C	1°	0°	0°	0°	4°	***1°***	3°	7°	***2°***	8°	5°	7°
NC	7°	7°	8°	0°	8°	***8°***	3°	4°	***6°***	5°	1°	4°

Tabela 2: Ângulo de mergulho médio das falhas normais nos diversos produtos estudados.

	FALHA A	**FALHA B**
AREIA, compactada	71°	72°
AREIA, não-compactada	68°	66°
AREIA + BARITA, 3 : 1, compactada	79°	79°
AREIA + BARITA, 3 : 1, não-compactada	72°	74°
AREIA + BARITA, 3 : 2, compactada	85°	81°
AREIA + BARITA, 3 : 2, não-compactada	68°	71°
AREIA + ETILCELULOSE, 3 : 1, compactada	77°	75°
AREIA + ETILCELULOSE, 3 : 1, não-compactada	71°	73°
AREIA + ETILCELULOSE, 3 : 2, compactada	75°	81°
AREIA + ETILCELULOSE, 3 : 2, não-compactada	74°	74°

A MODELAGEM DE SISTEMAS DE FALHAS EXTENSIONAIS, DISCORDANTES EM PLANTA, NO EXEMPLO DAS ESTRUTURAS DA SERRA DO CURRAL E DA SERRA DA MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

[1] GOMES, CAROLINE J. S.; [2] SANTOS, GESNER J. I.
[1]DEGEO/EM/UFOP - e-mail: caroline@degeo.ufop.br.
[2]BOLSISTA IC/CNPQ

*Apoio: CNPq (processo 523045/95-6)

Crescente número de autores têm estudado a geometria e a evolução dos diferentes sistemas de rifts, através da modelagem física analógica (McClay 1990; McClay & White 1995 etc). Alvo de interesse especial são bacias que mostram mudança de polaridade, contêm zonas de acomodação ou transferência ou ainda que tenham sido geradas em regime de transtração. O presente trabalho descreve experimentos de modelagem física, que simulam a geometria de bacias nucleadas a partir de zonas de fraqueza pré-existente, discordantes em planta. O objetivo do estudo é contribuir ao conhecimento das bacias Minas na região oeste do Quadrilátero Ferrífero, as megaestruturas da Serra do Curral (de direção N50°E), do Sinclinal da Moeda (de direção NS) e do Sinclinal D. Bosco (de direção S70°E). Muito pouco se conhece sobre a geometria destas estruturas em profundidade e, em mapa, o inventário estrutural é escasso em dados sobre a tectônica formadora, fortemente obliterada por diversos eventos deformacionais, mais novos. Duas feições, no entanto, insinuam características da tectônica nucleadora: a disposição das bacias em estudo e a variação na largura das mesmas.

A largura da estrutura da Serra do Curral, muito menor do que as larguras dos sinclinais da Moeda e de D. Bosco, sugere uma direção de transporte tectônico de baixo ângulo em relação a sua direção, N50°E, e de alto ângulo em relação aos dois sinclinais, de direção NS e S70°W, respectivamente. A direção de transporte tectônico com baixa ângulo em relação à estrutura da Serra do Curral geraria uma componente de movimento transcorrente, alta, e de movimento normal, baixa. O inverso ocorreria nas duas outras estruturas.

Presente trabalho pretende corroborar a tese acima e ilustrar a possível geometria de respectivas bacias. São descritos os experimentos desenvolvidos até o momento, que levam em consideração apenas duas das três megaestruturas. Os resultados obtidos, no entanto, permitem estender a interpretação para as três bacias da região oeste do Quadrilátero Ferrífero. Realizaram-se três séries de experimentos, entre as quais se variou o ângulo de mergulho das falhas pré-existentes (θ = 75°, 60° e 45°). Cada série é constituída por quatro modelos nos quais se modificou a direção da extensão (N90°, N110°, N130° e N160°). Nestes quatro modelos, os ângulos entre a descontinuidade do Sinclinal da Moeda (NS) e a direção da extensão correspondem a α_1 = 90°, α_2 = 70°, α_3 = 50°, e α_4 = 20°.

Em todos os modelos utilizou-se um pacote de 5,5 cm de altura de areia colorida, disposta em camadas, simulando a crosta rúptil. Submeteu-se todos experimentos a uma extensão de 6 cm, independente do comprimento original do modelo que, em função do ângulo α, sofreu pequenas modificações. Durante o processo de extensão as bacias foram preenchidas, a medida que se formavam, com camadas de areia mais finas e de cores diferentes. Após a deformação, o experimento foi umedecido e cortado em seções paralelas à direção do transporte tectônico.

Cada uma das três séries de experimentos mostra que, quanto menor o ângulo α menores são, em planta, a largura real da bacia e, em perfil, a sua profundidade. Constata-se, ainda, que a medida que decresce o ângulo α nos quatro modelos de cada série, menor será o tectonismo no interior da bacia, o número de falhas diminui e as camadas sin-rift tendem cada vez mais à horizontalidade (compare as fotografias A1 com A2 e B1 com B2).

Os modelos da série que contem a zona de fraqueza pré-existente de alto ângulo (θ=75°), diferentemente das duas outras, gera sempre camadas sin-rift horizontais ou subhorizontais. Além disto, todos os experimentos com θ = 75° e alto ângulo α geram intenso tectonismo em pré- e sin-rift e forte rejeito da falha de bordo assim como alta profundidade da bacia. A magnitude destas feições decresce nos modelos com α menor, a medida que diminui o ângulo θ.

Os cortes nas três séries de modelos revelam que a passagem de um domínio estrutural para outro (da estrutura do Sinclinal da Moeda para a estrutura da Serra do Curral) não ocorre de maneira abrupta mas de forma suave com mudanças em todas as feições.

No modelo caracterizado pelo menor ângulo θ (45°) e pelo menor ângulo α (20°) desaparece a falha de bordo e ocorre apenas leve flexão do teto da falha mestra (fotografia C). O fraco tectonismo neste modelo decorre da componente transcorrente muito maior do que a componente normal do movimento, ao contrário do que acontece nos experimentos com alto ângulo α.

As modelagens efetuadas demonstram que as características geométricas das bacias depende

em primeiro lugar do ângulo entre a descontinuidade e a direção da extensão, e apenas secundariamente do ângulo de mergulho da zona de fraqueza pré-existente (θ). Experimentos executados sem a presença de falhas pré-existentes, realizados por um processo de abertura em sentidos opostos, confirmam o papel do ângulo α na deformação extensional.

Considerando-se uma deformação puramente rúptil, as feições descritas sugerem, para o evento nucleador das Bacias Minas, um alto ângulo entre a direção da extensão e a zona de fraqueza pré-existente do Sinclinal da Moeda. Levando-se em conta ainda a terceira estrutura na região centro-oeste do Quadrilátero Ferrífero, o Sinclinal D. Bosco, sugere-se para a extensão, a direção ENE formando pequeno ângulo em relação à descontinuidade da Serra do Curral. Neste caso, a estrutura da Serra do Curral representaria uma bacia transtracional com geometria semelhante aquela mostrada nas fotos A2 e/ou B2. Experimentos futuros a serem realizados com uma camada de silicone na base da caixa, simulando a deformação tanto em crosta rúptil quanto dúctil, poderão gerar uma partição da deformação. Esta, explicaria as lineações de estiramento, na borda NW da estrutura da Serra do Curral (Marshak et al. 1992) que indicam falhamento puramente normal. Estudo interessante neste sentido foi desenvolvido por Richard & Cobbold (1990), para uma zona de transpressão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MARSHAK, S.; ALKMIM, F. F.; EVANGELISTA, H. J. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, **357**: 491-493.

MCCLAY, K.R. 1990. Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. Marine and Petroleum Geology, 7: 206 - 233.

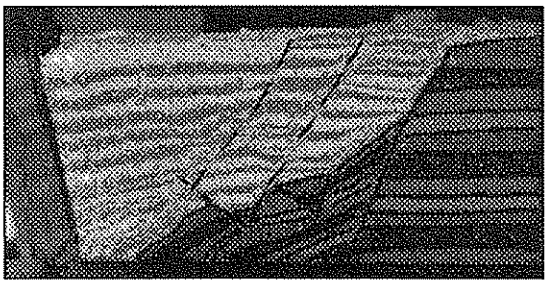
MCCLAY, K.R. & WHITE, M.J. 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12:137-151.

RICHARD, P. & COBBOLD, P. 1990. Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. *Annales Tectonics, Special issue*, IV (2):35-44.

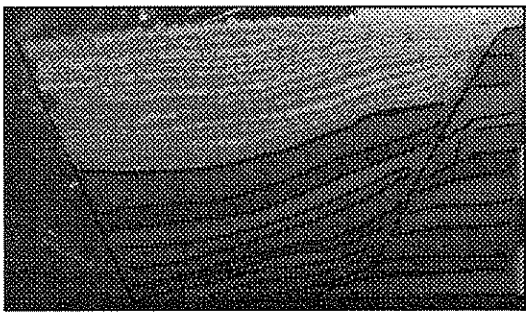
A1

A2

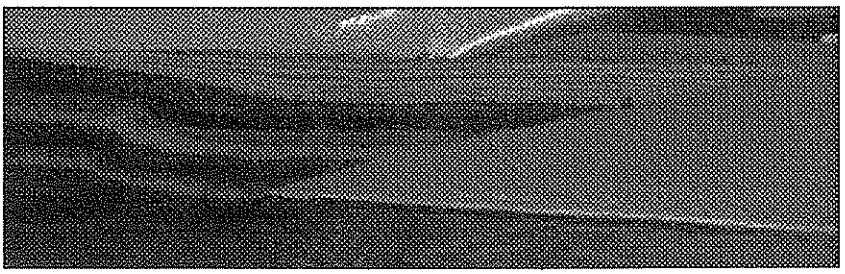
B1



B2



C



Fotografias mostrando cortes de alguns modelos (vistos de sul para norte). **A1**- Modelo com θ = 60° (ângulo de mergulho da zona de descontinuidade pré-existente) e direção da extensão de N90° (α = 90°); **A2** - Modelo com θ = 60° e direção da extensão de N160° (α = 20°); **B1** - Modelo com θ = 75° e direção da extensão de N90° (α = 90°); **B2** - Modelo com θ = 75° e direção da extensão de N160° (α = 20°); **C** - Modelo com θ = 45° e direção da extensão de N160° (α = 20°). (Altura dos modelos corresponde a 5,5 cm).

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL PRELIMINAR DA REGIÃO DE CAPOEIRANA, NOVA ERA - MINAS GERAIS

[1]MATIAS, PAULO. H.; [2]DUSSIN, TANIA. M. N.; [2]DUSSIN, IVO. A. N.; [3]BRUNETTO, WILSON.

[1] GRADUANDO - IGC/UFMG

[2] IGC/UFMG

[3] PENERI MINERAÇÃO

INTRODUÇÃO

A gênese das mineralizações de esmeralda na região de Itabira-Nova Era está relacionada à alteração metassomática de horizontes de rochas máficas e ultramáficas intercaladas no embasamento gnáissico, produzida pela percolação de fluidos hidrotermais que conduziram à formação de xistos à biotita/flogopita encaixantes da mineralização. O conhecimento sobre as ocorrências de esmeralda na região é relativamente recente e a exploração se intensificou a partir de meados da década de 80, a princípio pela garimpagem de aluviões estendendo-se a seguir para as encaixantes da mineralização. Os estudos sobre a gênese e o controle da mineralização são escassos. No sentido de contribuir ao equacionamento das várias questões que perduram sobre este assunto, este trabalho apresenta dados geológico/estruturais sobre a região de distribuição das ocorrências. Os estudos realizados, cujos resultados são aqui apresentados, foram executados na região do Garimpo de Capoeirana.

CONTEXTO REGIONAL

Três unidades geológicas maiores são reconhecíveis na região: (1) complexo gnáissico migmatítico que constitui a infraestrutura regional; (2) sequências vulcano-sedimentares de idade arqueano/paleoproterozóicas intercaladas no embasamento gnáissico e sobre as quais o conhecimento geológico é escasso; (3) granitos *s.l.* intrusivos nas unidades anteriores.

Do ponto de vista tectônico, a área estudada encontra-se inserida nos domínios do Bloco Guanhães (Teixeira *et al.* 1990 *in* Duarte & Nunes 1997). Esta porção da crosta tem sido descrita como deformada e metamorfisada durante a Orogênese Transamazônica. Duas fases deformativas podem ser aí caracterizadas (Dussin 1994): a mais antiga com vergência para sul e a mais nova com vergência para leste. O metamorfismo associado atingiu o fácies anfibolito alto. Durante a Orogênese Brasiliana o bloco comportou-se de maneira relativamente rígida e os únicos registros deformacionais desta fase estão relacionados à reativação de falhamentos pré-brasilianos (Dussin *op. cit.*).

GEOLOGIA LOCAL

Na área do Garimpo de Capoeirana, os níveis de flogopitito mineralizado estão encaixados em rochas gnáissicas. Constituem intercalações de natureza métrica/decimétrica de sequências vulcano-sedimentares onde estão representados anfibolitos, anfibólio e biotita-xistos, além de quartzo-xistos com granada, biotita e cordierita. Intrudindo os gnaisses e as sequências vulcano-sedimentares, três corpos graníticos estão representados na área. A delimitação destes corpos, bem como o reconhecimento de zonas de alteração hidrotermal a eles relacionadas, muitas vezes imprecisa ou impossível a partir de fotos aéreas ou em função da raridade de afloramentos, foi em muito auxiliada pelas imagens de distribuição ternária das radiações de tório, urânio e potássio (trabalho de geofísica realizado pela CPRM, 1997). A figura 1 apresenta o mapa geológico simplificado da região do Garimpo de Capoeirana.

As estruturas mais expressivas na área de estudo são grandes lineamentos que foram agrupados em três classes:

1 - Falhamentos de direção N-S que afetam o embasamento gnáissico bem como as sequências vulcano-sedimentares nele intercaladas. Em alguns locais a ocorrência de duas lineações de estiramento mineral (*strike-slip* e *down-dip*) sugere a superposição no tempo de duas fases deformativas. Dobras com eixos N-S, representadas nas rochas gnáissicas e vulcano-sedimentares são provavelmente associadas a esta fase. Elementos cinemáticos como sombras de pressão e sigmóides de quartzo indicam vergência tectônica para leste.

2 - Falhamentos de direção N65W também registrados nas rochas gnáissicas e sequências vulcano-sedimentares estão associados à uma foliação milonítica e a lineações *down-dip* com caimento para SW. Dobras com eixo E-W são aparentemente relacionadas a estas estruturas.

3 - Pares de falhamentos conjugados N30W - N35E são bem marcados sobretudo nos corpos graníticos. Aos primeiros associam-se lineações *strike-slip* caindo geralmente para SE enquanto que aos outros, estão relacionadas lineações variando de *down-dip* a *oblique-slip* com caimento para NW.

CONCLUSÕES

Os registros de deformação verificados na região coincidem com aqueles descritos por Dussin (1994) como característicos da Orogênese Transamazônica. Duarte & Nunes (1997) interpretaram de mesma forma estruturas semelhantes quanto a forma e características, na região de Santa Maria de Itabira, alguns quilômetros ao norte da área pesquisada. Não foram até o

momento reconhecidas estruturas cuja geração possa ser claramente atribuída à Orogênese Brasiliana.

A deformação verificada nos granitos, entendida como relacionada à Orogênese Transamazônica, sugere uma idade tardi-transamazônica para estas intrusões.

Existe uma influência patente das estruturas de deformação na gênese das ocorrências de esmeralda, possivelmente relacionada a um controle da percolação hidrotermal por zonas de cisalhamento orientadas em N65W, direção segundo a qual encontram-se aproximadamente alinhadas as jazidas de Belmont e Capoeirana, além de várias outras ocorrências menores.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem os orgãos financiadores FAPEMIG (CEX-172495), CNPq (400308/95-9)e PRPq/UFMG (23072.028943/97-18) e a Yara Rodrigues Valle por sua colaboração no trabalho de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM. 1997. Projeto gemas de Minas Gerais: levantamento aéreo magnetométrico e gamaespectométrico da faixa Itabira-Ferros.

DUARTE, P. & NUNES, F. S. 1997. *Geologia da região de Itauninha - Santa Maria do Itabira - Minas Gerais.* 71 p. Trabalho geológico de graduação - UFMG.

DUSSIN, I. A. 1994. *Evolution struturale de la region de l'Espinhaço Méridional, bordure sud-est du Craton São Francisco, Brésil.* 177 p. (Tese de doutoramento - Université d'Orléans, França).

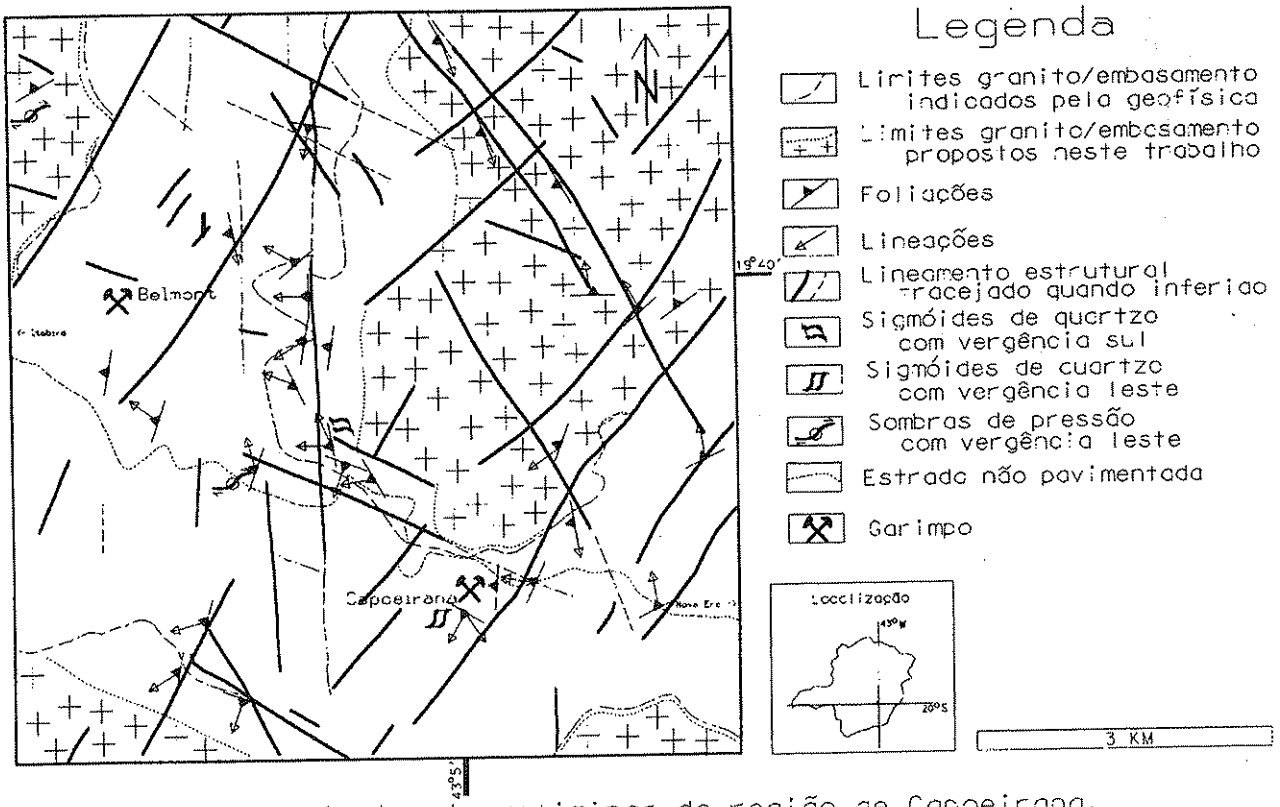


Figura 1: mapa estrutural preliminar da região de Capoeirana.

TECTÔNICA COMPRESSIVA (NE-SW) NAS ROCHAS DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS, BORDA NW DO COMPLEXO METAMÓRFICO BAÇÃO, QF, MG

OLIVEIRA[1],ARILDO HENRIQUE DE; GUITARRARI[2]; MARCELO M. ; ACHÔA[3]; ANDREIA B.; COSTA[4]; MARCELO P.; CARNEIRO[5]; MAURÍCIO ANTÔNIO; FONSECA[5] , MARCO ANTÔNIO

[1] MESTRANDO DEGEO/EM/UFOP; [2] MESTRANDO DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METALOGÊNESE/IG/UNICAMP; [3] HALLIBURTON SERVIÇOS LTDA; [4]JAAKKO-POYRY ENG. LTDA, [5]DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma região de grande complexidade estrutural envolvendo complexos metamórficos, seqüências *greenstone belt* do Neoarqueano e seqüências plataformais do Paleoproterozóico (Supergrupo Minas). As relações entre os complexos metamórficos e os terrenos atribuídos ao Supergrupo Rio das Velhas (SRV) estão entre as questões mais complexas do QF, e vêm sendo objeto de análise por diversos autores. No caso específico do Complexo Metamórfico Bação (CMB), suas relações com as supracrustais foram interpretadas de diversas formas: Dorr II (1969), com base nos dados do projeto USGS-DNPM, considerou o complexo como um corpo intrusivo, descartando a hipótese de existência de embasamento *s.s.* para o Supergrupo Rio das Velhas; a hipótese de corpos dômicos, que ascenderam no estado sólido, é defendida por vários autores, dentre eles Gomes (1985) e Marshak & Alkmim (1989). Além destas idéias, uma hipótese de fluxo helicoidal ascensional foi apresentada por Hippert (1994). Mais recentemente, Endo *et al.* (1996), apresentaram um modelo, no qual, ao longo do curso da deformação transcorrente com planos de fluxo verticalizados, o CMB teria funcionado como um corpo rígido, à maneira de um megaporfiroclasto.

GEOLOGIA DO SRV NAS ADJACÊNCIAS NW DO CMB

Estudos recentes, efetuados por Achôa & Costa (1996) e Oliveira & Guitarrari (1996), mostraram que a área situada a norte da cidade de Itabirito nos domínios do SRV (Figura 1a) apresenta um acervo litológico relativamente simples. Este acervo é constituído por xistos, por vezes exibindo foliações de caráter milonítico, metarenitos, quartzitos, *BIF's* e turmalinitos (Grupo Nova Lima - GNL) e gnaisses do CMB. Assim sendo, três domínios litoestratigráficos, podem ser estabelecidos para área em questão: a) o primeiro domínio engloba os gnaisses do CMB; b) o segundo domínio é caracterizado por metapelitos, envolvendo principalmente quartzo-sericita-xistos, quartzo-xistos, turmalinitos, turmalina-clorita-quartzo-sericita-xistos e filitos (GNL); c) o terceiro domínio é representado por rochas de composição predominantemente arenosa, (metaquartzo-arenitos e quartzitos) do GNL.

ANÁLISE ESTRUTURAL

Em análise estrutural descritiva, realizada na região compreendida pela Figura 1a, identificou-se uma foliação milonítica, marcada pela orientação planar das micas e pelos grãos de quartzo deformados e alongados. Esta foliação, bem representada na área, exibe uma inflexão, como mostram os estereogramas (Figura 1b a 1d), variando desde ENE (Figura 1b), NW (Figura 1c) e ao norte aproximadamente NS (Figura 1d). Na porção onde a foliação encontra-se sob a influência do CMB, a sul e na região central da área estudada, observa-se que a mesma se paraleliza ao bandamento composicional, sendo possível identificá-lo através de *BIFs* nos xistos e nas lentes de quartzito, que afloram nas imediações do Córrego do Andaime, onde apresenta *trend* ENE (Figura 1e). O bandamento pode ainda ser detectado através de outras estruturas primárias preservadas, como por exemplo, estratos cruzados. Nos xistos do GNL distinguem-se duas outras feições planares S_2 e S_3, na forma de clivagens espaçadas, que cortam S_1 com direções NS/Subvertical e EW/Subvertical. São caracterizadas também lineações de estiramento mineral de quartzo e filossilicatos (Figura 1f) observadas nos planos de S_1 e em lâminas delgada. As dobras mapeadas na escala mesoscópica, pertencem à classe 1 de Ramsay. Mostram charneiras rumando ENE e vergência para o quadrante de SW. As charneiras se paralelizam à lineação mineral, rumando também para NE. Outros indicadores cinemáticos tais como boudins assimétricos de quartzo, sigmóides na foliação mostram, da mesma forma, transporte para SW. As zonas de cisalhamento ocorrem na forma de falhas reversas/empurrões e falhas direcionais. As primeiras ocorrem principalmente na interface do CMB com o SRV. São marcadas pela superposição daquele sobre as supracrustais. Mostram lineações minerais *down dip* e vergência para SW. Zonas de cisalhamento direcionais, com movimentos oblíquos ocorrem nas zonas de contato entre o nível quartzítico cartografado no SRV (Figura 1a) e as seqüências de xistos. No contato basal, os indicadores cinemáticos são dúbios, ora indicando movimentos destrais, ora sinistrais. No contato de topo (ao longo do córrego do Andaime), os movimentos são sinistrais, mas esta cinemática tem caráter pontual.

DISCUSSÃO

Com base nos dados estruturais levantados e na cinemática das estruturas, pode-se caracterizar uma tectônica compressiva, com embasamento envolvido, de direção NE-SW. Ela é sugerida pela vergência para SW das dobras, das falhas reversas que justapõem o CMB por sobre as supracrustais e que mostram também transporte para o mesmo quadrante. A cinemática descrita, em primeira análise, não guarda relação com as tectônicas Transamazônica e Brasiliana que afetaram QF (antepaís a NW e W, respectivamente). Desta forma, são sugeridas duas hipóteses para explicar o quadro. Na primeira, as estruturas seriam decorrentes de uma compressão unidirecional NE-SW com antepaís a SW . Esta hipótese não possui muitos elementos regionais a suportá-la, exceto pela compatibilidade do acervo descrito, em termos cinemáticos, com o *trend* do sinclinal Vargem do Lima, delineado por rochas do Grupo Maquiné do SRV. Na segunda hipótese, o modelo é de conformidade com aquele proposto por Endo *et al.* 1996, no qual a estruturação seria decorrente de uma tectônica transcorrente NS destral (arqueana), com campo compressivo derivado NE-SW e vergência para SW. O caráter dúbio da cinemática observada no contato de topo do nível quartzítico (Figura 1a) é indicativo de reversão no campo principal, ou seja, a superposição da fase transcorrente destral por uma fase transcorrente sinistral, conforme já postulado por Endo *et al.* 1996.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACHÔA, A. & COSTA, M. P. 1996. *Aspectos Tectono-Estratigráficos de um fragmento dos terrenos granito-greenstone do Quadrilátero Ferrífero situado entre Itabirito e Rio Acima: Área 2. Ouro Preto, MG*, 69 pp. (Trabalho de Graduação. DEGEO/EM/UFOP).

DORR II, J. V. 1969. *Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* Washington. USGS Prof. Paper **641-A**. 110p.

ENDO, I.; CARNEIRO, M. A.; MACHADO, R. 1996: O Complexo Metamórfico Bação: Um Elemento Estrutural Anisotrópico na Deformação do Supergrupo Rio das Velhas - Q.F., M.G. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 39, Salvador/BA. *Boletim de Resumos....* Salvador, SBG. v.1. p.411-413.

GOMES, C. J .S. 1985. Estudos meso e microestruturais no Complexo do Bação e nos metassedimentos adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Rev. Bras. de Geociências*, v **16**:419.

HIPPERTT, J. F. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics* **234**:169-196.

MARSHAK, S. & ALKMIM, F. F. 1989. Proterozoic Contractional Extension Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics* **8**(3):555-571.

OLIVEIRA, A. H. & GUITARRARI, M. M. 1996. *Aspectos Tectono-Estratigráficos de um fragmento dos terrenos granito-greenstone do Quadrilátero Ferrífero situado entre Itabirito e Rio Acima: Área 1.* Ouro Preto, MG, 77 pp. (Trabalho de Graduação. DEGEO/EM/UFOP).

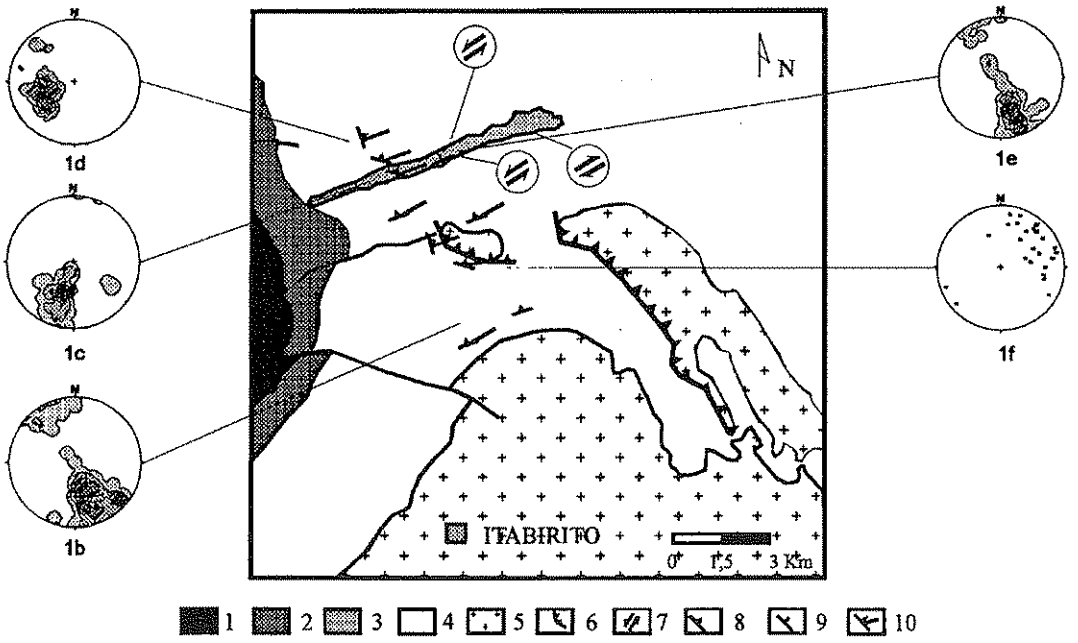


Figura 1a - Mapa Geológico da região estudada (modificado de DORR II, 1969; Oliveira & Guitarrari, 1996, Achôa & Costa, 1996). 1- Grupo Itabira; 2 - Grupo Caraça; 3 - Quatzito (Grupo Nova Lima); 4 - Xisto (Grupo Nova Lima); 5 - Gnaisse (Complexo Metamórfico); 6 - Falha de empurrão; 7 - Sentido de cisalhamento ; 8 - S_1; 9 - S_0; 10 - Lineação mineral contida em S_1. Stereogramas mostrando as diferentes orientações da foliação milonítica S_1 ao longo da área1 (diagramas 1b a 1d), lineação mineral ao longo da área 1 (1e) e S_0 nos quartzitos (1f). 1b - S_1 (363 medidas, máx:134/13 e 164/74); 1c - S_1 (90 medidas, máx: 200/52); 1d - S_1 (73 medidas, máx: 243/52); 1e - S_0 (105 medidas), máx: 158/23); 1f - lineação mineral (85 medidas; máx: 60/20).

INTEGRAÇÃO DE DADOS ESTRUTURAIS DO LESTE MINEIRO

OLIVEIRA[1], MARIA JOSÉ RESENDE; PINTO[1], CLAITON PIVA; FÉBOLI[1], WILSON LUÍS
[1] CPRM-BH

O Projeto Leste-MG vem realizando o mapeamento geológico e o cadastramento de ocorrências minerais, através do convênio CPRM/SEME/COMIG, em uma área até então muito pouco estudada: o leste do Estado de Minas Gerais. Segue-se uma síntese dos dados estruturais obtidos durante a primeira fase de execução desse projeto, referente a doze quadrículas na escala 1:100.000 (Fig. 1). O mapa geológico simplificado da área encontra-se em Carvalho & Pereira (neste simpósio).

Dois domínios tectono-estruturais foram individualizados: Núcleo de Guanhães (NG) e Faixa Móvel (FM), subdividida nos domínios Oriental e Ocidental (Fig. 1) e com metamorfismo crescente de W para E.

O **Núcleo de Guanhães** contém rochas predominantemente do Arqueano/Paleo-Proterozóico, que representam o embasamento das seqüências supracrustais do Grupo Rio Doce (Domínio Ocidental da FM). Parte dessas rochas preservam registros de uma deformação antiga, de idade mínima transamazônica, cujos indicadores cinemáticos (como vergência de dobras e lineações minerais) evidenciam transporte de massa de N para S.

Os metassedimentos do **Domínio Ocidental** mostram paragêneses indicativas de pico de metamorfismo na fácies anfibolito alto a granulito, com retrogressão significativa para a zona da muscovita nas rochas da Formação São Tomé e localmente expressiva nas rochas da Formação Tumiritinga (Grupo Rio Doce). Os xistos da Formação São Tomé alojam os corpos pegmatíticos de maior tamanho.

O **Domínio Oriental** abrange litótipos com paragêneses de P e T mais elevadas, representados por gnaisses kinzigíticos associados a leucogranitos granatíferos (tipo S), sugestivos de origem em nível crustal inferior. As rochas desse domínio praticamente não apresentam retrogressão metamórfica para a zona da muscovita.

A tectônica mais evidente caracteriza-se por empurrões frontais e oblíquos que justapõem lateral e verticalmente rochas de diferentes níveis crustais, colocando em contato os domínios tectônicos. Está superimposta à deformação provavelmente transamazônica dos gnaisses do Núcleo de Guanhães e do Complexo Mantiqueira. O sentido de transporte é aproximadamente de E para W, evidenciado pela assimetria de sigmóides e *boudins*, de sombras de pressão em porfiroclastos, vergência de dobras, dentre outros indicadores cinemáticos. Predominam empurrões com traço em planta NNE e mergulhos para ESE, embora ocorram empurrões de direção NW. Os esforços compressivos vindos de leste geraram, também, transcorrências dextrais NE, mais comuns nas porções Norte e Nordeste da área. Essa tectônica foi considerada como sendo de idade brasiliana, conforme previamente proposto por Cunningham *et al.* (1996), pois afeta o "Tonalito Galiléia" datado em 650 m.a. (método Rb/Sr, rocha total; Silva *et al.* 1985). À deformação principal estão associadas quatro etapas de granitização, sendo identificados granitos pré a sin tectônicos; granitos sin a tardi-tectônicos; granitos tardi a pós-tectônicos e granitos pós-tectônicos.

A tectônica brasiliana gerou uma foliação principal, denominada genericamente de *Sn*, de direção submeridiana e mergulho para leste, à qual associa-se uma lineação mineral (*ln*), em geral de médio *rake*, caracterizando os empurrões oblíquos. Rampas frontais são identificadas localizadamente. A foliação *Sn* transpõe uma foliação anterior (*Sn-1*), representada pelo acamamento nos metassedimentos, e por um bandamento pretérito nos gnaisses. *Sn* é cortada por uma foliação mais jovem (*Sn+1*) que corresponde, em geral, a uma clivagem de crenulação. Dobras de vários estilos e amplitude de onda são comuns em toda a área. A análise estatística de *ln* e dos eixos das dobras menores sugere rotação ou redobramento dos mesmos, provavelmente devido à influência de dobramentos amplos, tardios. Padrões de interferência (tipo 3, de Ramsay 1967 ou padrão em laço) foram observados apenas nos gnaisses kinzigíticos do Domínio Oriental.

Vários corpos pegmatíticos apresentam controle estrutural. No Domínio Ocidental, os corpos maiores ocupam a porção interior de dobras amplas, não cilíndricas, nos xistos da Formação São Tomé. Níveis pegmatíticos menores, centimétricos, apresentam-se dobrados (dobras monoclínicas de vergência para W). Outros tipos de condicionamento observados neste domínio foram: paralelo ao bandamento dos xistos, por vezes com geometria sigmoidal, lenticular, ou em arranjo de *boudins*; em clivagem plano-axial de dobras nas rochas da Formação Tumiritinga; ou preenchendo fraturas nos granitos. Os diversos tipos de controle sugerem várias etapas de injeções pegmatíticas, com posicionamentos em diferentes níveis estruturais.

A tectônica brasiliana vem sendo associada a processos colisionais responsáveis pela inversão de uma ou mais bacias de idades meso- a neoproterozóica, culminando com a geração de granitos tipo "S". Uma etapa deformacional tardi-brasiliana tem sido apontada por alguns autores, sendo denominada "Orogênese Rio Doce" por Campos Neto e Figueiredo (1992). Heilbron *et al.* (1995), em estudos na Faixa Ribeira, consideram a deformação principal, associada aos empurrões, e uma fase tardia, relacionada às transcorrências. Existem indícios de uma etapa deformacional/ metamórfica tardia presente nas rochas do "Domínio Oriental" necessitando-se, entretanto, de estudos mais detalhados para sua comprovação.

Reativações fanerozóicas são eviden-ciadas pelo posicionamento de diques básicos NNW e NE

(mesozóicos), de expressão nos mapas aeromagnetométricos; e pelo controle estrutural de alguns rios. A análise de fraturas indica uma preferência na direção N20-30W.

Um perfil representativo da tectônica da área é mostrado na Fig. 2. A descrição e a interpretação mais detalhada dos dados estruturais encontram-se no relatório integrado do Projeto Leste-MG, Etapa I (Pinto *et al.*, em preparação).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1992. A Orogênese Rio Doce. In:CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. SBG. Boletim de Resumos Expandidos, p. 276-277.

CARVALHO, J. B. & PEREIRA, L. M. 1997. Caracterização petrológica das rochas graníticas e charnockíticas da porção leste do Estado de Minas Gerais, baseada em dados petrográficos. (Neste simpósio).

CUNNINGHAM, W. D.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* 77. p. 1-15.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C. S.; MACHADO, N. 1995. A orogênese brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 25 (4):249-266.

PINTO, C. P. *et al.* 1997. Projeto Leste-MG. Relatório Integrado (Etapa I). Convênio CPRM/SEME/ COMIG. Belo Horizonte. *No prelo.*

RAMSAY, J. G. 1967. *Folding and fracturing of rocks..* New York, Mc Graw Hill..68p.

SILVA, J. M. R.; LIMA, M. I. C.; VERONESE, V. F.; RIBEIRO JR. N.; ROCHA, R.M.; SIGA JR. O. 1987. Geologia. In: *PROJETO RADAM BRASIL*; Folha SE.24 - Rio Doce. Rio de Janeiro. 1987. 544p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 34).

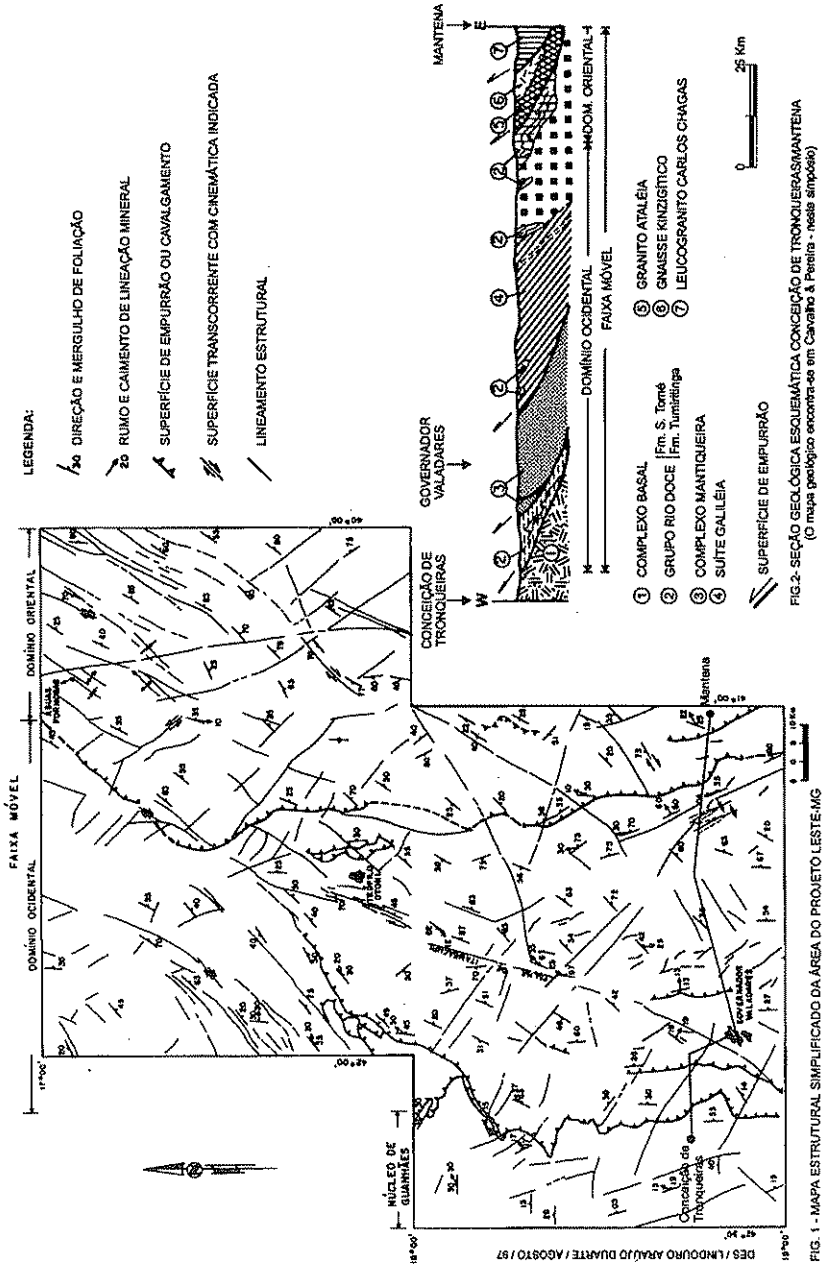


FIG.2- SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA CONCEIÇÃO DE TRONQUEIRAS/MANTENA (O mapa geológico encontra-se em Carvalho & Pereira - neste simpósio)

FIG. 1 - MAPA ESTRUTURAL SIMPLIFICADO DA ÁREA DO PROJETO LESTE-MG

O SISTEMA DE FALHAS DE EMPURRÃO DO SINCLINAL DE DOM BOSCO, PORÇÃO SUL DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MG), EM MODELAGENS FÍSICAS 3D

RIBEIRO, FREDERICO DE MELO e ALKMIM, FERNANDO FLECHA

DEGEO/EM/UFOP - e-mail: ribeiro@degeo.ufop.br

INTRODUÇÃO

O Sinclinal de Dom Bosco é a feição estrutural dominante da porção sul do Quadrilátero Ferrífero (Q.F.). Estende-se por cerca de 80km na direção E-W, exibe uma largura média de 10 km e envolve todas as unidades supracrustais do Q.F. A sua charneira orienta-se segundo WNW-ESE, caindo com cerca de 10° para ESE. Em seção transversal o Sinclinal de Dom Bosco é assimétrico, com a aba sul em maior mergulho e mais espessa que a aba norte (Guild 1957, Jonhson 1962, Barbosa 1969, Dorr 1969).

Uma característica marcante do Sinclinal de Dom Bosco é o fato de possuir em sua porção leste um sistema de falhas de empurrão, cujos traços em planta mostram uma pronunciada curvatura, com a concavidade voltada para leste (Fig.1). Na aba sul do sinclinal, as falhas de empurrão articulam-se à Falha do Engenho (Guild 1957) e, na aba norte, parecem passar a zonas de cisalhamento interestratais. Cartografadas por Johnson (1962) e Barbosa (1969), estas falhas foram descritas pelo primeiro autor como "falhas em forma de canoa".

A Falha do Engenho e o sistema de falhas de empurrão de traços curvos foram interpretados por Alkmim (1985) como produto do dobramento de falhas originalmente planares articuladas a um descolamento basal. Assim, as falhas de empurrão e a Falha do Engenho a elas articulada teriam sido geradas numa primeira etapa de deformação e posteriormente dobradas, quando da nucleação do Sinclinal de Dom Bosco. Entretanto, Chemale Jr. *et al.* (1991), fundamentados na análise cinemática, demonstraram que o Sinclinal de Dom Bosco foi gerado em uma primeira fase de deformação, à qual sobreveio a nucleação da Falha do Engenho e falhas associadas. Ter-se-ia, então, um sinclinal pré-existente, no interior do qual desenvolveu-se um sistema de falhas de empurrão. Segundo estes autores tal sistema de falhas teria se originado em resposta a campo compressional E-W, durante o evento Brasiliano.

A curvatura dos traços em planta de falhas de empurrão tem sido matéria de interesse de vários autores. Sabe-se hoje que, como resultado de três processos básicos e limites, falhas de empurrão passam a mostrar traço curvilíneo em planta. Num primeiro caso, as falhas de empurrão tornam-se curvilíneas em planta em função de variação da espessura dos estratos que seccionam, de modo que a culminação da curvatura coincide com a máxima espessura do pacote. O segundo mecanismo envolve o desenvolvimento de falhas num pacote sedimentar pela ação de um bloco indentante ou pela existência de um confinamento lateral no interior da pilha sedimentar. Como terceiro mecanismo tem-se o dobramento de falhas antigas.

Prevê-se que os sistemas produzidos em cada um dos processos anteriormente descritos devem mostrar feições próprias e distintas dos demais. Porém, detalhes dos mesmos são apenas parcialmente conhecidos. Neste sentido, o Sinclinal de Dom Bosco passa a constituir um excelente laboratório natural para descrição e teste de hipóteses relativas a nucleação de sistemas de falhas curvas, especialmente para o primeiro e segundo processos anterioremente mencionados. Em função disso, concebeu-se um projeto no qual combina-se a cartografia e análise estrutural de detalhe do sistema de falhas do Sinclinal de Dom Bosco com a execução de uma bateria de modelagens físicas. Apresentam-se aqui alguns dos resultados já obtidos no curso desse estudo.

O SISTEMA DE FALHAS DO SINCLINAL DE DOM BOSCO COMPARADO A MODELOS FÍSICOS 3D

Trabalhos de campo até agora executados no segmento leste do Sinclinal de Dom Bosco mostraram que, de fato, tem-se um sistema de falhas nucleado no interior de uma dobra pré-existente. As falhas de empurrão possuem traços extremamente curvilíneos com as rampas laterais bastante extensas. São além disso assimétricas, com as rampas laterais do sul bem mais desenvolvidas que as do norte. O acervo de indicadores cinemáticos atesta movimentação geral de matéria de ESE para WNW, com a lineação de estiramento posicionada, preferencialmente, em S80E/30°, ou seja, ligeiramente obliqua à orientação geral da calha do Sinclinal de Dom Bosco. A Falha do Engenho apresenta-se com mergulhos variáveis de 35° a 90° para N e NNE e associa-se a movimentação transcorrente sinistral a reversa sinistral. A sua articulação com as falhas de empurrão da calha do sinclinal é facilmente comprovada, dando-se em várias escalas (Alkmim & Ribeiro 1997). Na aba norte do sinclinal, as falhas de empurrão passam a zonas de cisalhamento dúcteis ou se alojam em falhas interestratais, fazendo com que aquele setor apresente enorme atenuação das camadas do Super Grupo Minas.

Os modelos físicos que representam o Sinclinal de Dom Bosco foram realizados por Ribeiro *et al.* (1997) e simularam um sistema de falhas de empurrão gerado pelo fluxo semi-confinado de material no interior de uma calha sinformal pré-existente (Fig.2). Os experimentos foram conduzidos de tal forma que constituiram uma combinação de dois processos limites de desenvolvimento de falhas de empurrão curvas: variação ordenada de espessura dos estratos envolvidos e obstaculação lateral com ação de indentante.

As condições de contorno e características dos experimentos estão em Ribeiro *et al.* (1997). Foram

realizadas duas modelagens de modo a contemplar duas morfologias distintas de sinformes pré-existentes com charneiras horizontais: na primeira, utilizou-se uma calha sinformal simétrica e, na segunda, uma calha sinformal assimétrica. Em ambos os casos, aplicou-se ao material uma solicitação paralela ao eixo das calhas sinformais.

Nas duas modelagens geraram-se leques imbricados de falhas de empurrão em associação com dobras. As falhas são lístricas exibindo morfologia em colher. Em planta, mostram traço curvo com a convexidade voltada para o antepaís e articulação com transcorrências alojadas no contato entre a areia e o substrato (cobertura/embasamento), como pode ser observado nas Figs.2a e 2b (comp. com a Fig.1). A Falha do Engenho seria, pois, uma dessas falhas instaladas nas bordas da calha pré-existente. As zonas dúcteis da aba norte do sinclinal representariam a mesma coisa.

Em corte vertical longitudinal, as falhas exibem traço também curvo e com articulação com um descolamento alojado na interface embasamento/cobertura. A curvatura das falhas decresce em direção ao pós-país, o que é combinado com aumento do mergulho médio dos planos de falha (Fig. 2). Estas características foram também observadas campo, pois o mergulho das falhas cai consideravelmente em direção a oeste.

No interior dos leques, os rejeitos crescem em direção ao pós-país (Fig.2), assim como a idade das falhas. Cada falha individual mostra rejeitos oblíquos nas porções laterais e rejeitos de mergulho no segmento frontal (Fig.2). Em calha simétrica, o leque imbricado mostra perfeita simetria em relação ao plano axial da calha sinformal pré-existente. Em calha assimétrica, o leque imbricado é assimétrico (Fig.2). As culminações em planta dos traços das falhas de empurrão ficam situadas sobre os pontos de máxima espessura do pacote de camadas (Fig.2). O Sinclinal de Dom Bosco, como visto, é assimétrico e possui as culminações das falhas de empurrão situadas exatamente nos pontos de máxima potência das unidades supracrustais (Fig.1).

Duas feições muito peculiares do Sinclinal de Dom Bosco não encontraram reproduções no modelo físico. A primeira é a deriva sistemática para norte (sinistral) da zona de chaneira do sinclinal ao longo das falhas de empurrão, como pode ser visto na Fig.1, através do deslocamento sistemático do traço axial no mesmo sentido. A segunda diz respeito à distribuição das unidades estratigráficas. O mapa da Fig.1 mostra, na porção sul, a unidade mais jovem do pacote pré-cambriano, os metassedimentos do Grupo Itacolomi, ocupando a borda do leque de falhas, junto a falha mestra do Engenho. No modelo, vê-se que, na medida em que se vai do centro da calha sinclinal pré-existente para suas bordas, sucedem-se, sistematicamente, unidades cada vez mais velhas.

A primeira discrepância é o resultado da movimentação oblíqua das lascas de empurrão no interior do Sinclinal de Dom Bosco, que não foi introduzida nos modelos. Nestes a movimentação de material, foi conduzida axialmente. A segunda discrepância é o resultado da posição discordante dos sedimentos Itacolomi em relação as unidades mais velhas. Uma análise da Fig.1 mostra que as rochas Itacolomi jazem sobre as mais diversas unidades, do embasamento ao topo da coluna Minas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F.F. 1985. *Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Serra de Ouro Branco, Minas Gerais, Brasilien.* 217 p. (Tese de Doutoramento. Universidade Técnica de Clausthal, Clausthal, Alemanha.).

ALKMIM, F.F. & RIBEIRO, F.M. 1997. O sistema de falhas em duplex oblíquo da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, MG. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6. Pirenópolis - GO. 5-9 mai. 1997. Anais. SBG-NBr/UnB-IG. v.1, p.250-252.

BARBOSA, A.L.M. 1969. *Geologic map of Ouro Preto and Santa Rita de Ouro Preto Quadrangles, Minas Gerais, Brazil.* USGS - Professional Paper 641-A: plate 9. Washington.

CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. *Pesquisas*, 18(2): 104-127.

DORR II, J.V.N. 1969. *Physiografic, stratigrafic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.* USGS Profissional Paper 641-A. p. 1-110. Washington.

GUILD, P.W. 1957. *Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil.* USGS Profissional Paper 290: 1-90. Washington.

JOHNSON, R.F. 1962. *Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais, Brazil.* USGS Profissional Paper 341-B. p. 1-37. Washington.

RIBEIRO, F.M.; ALKMIM, F.F.; GOMES, C.J.S. 1997. Modelos físicos 3D de falhas de empurrão nucleadas no interior de dobras pré-existentes. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6. Pirenópolis - GO. 5-9 mai. 1997. Anais. SBG-NBr/UnB-IG. v.1, p.253-255.

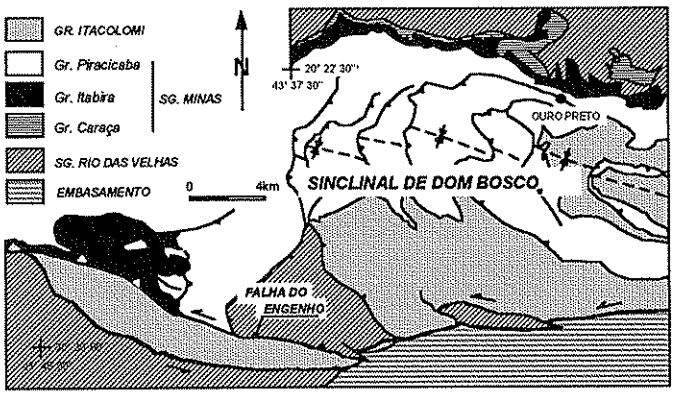


Fig. 1: Mapa geológico simplificado do setor leste do Sinclinal de Dom Bosco. Modificado de Dorr (1969)

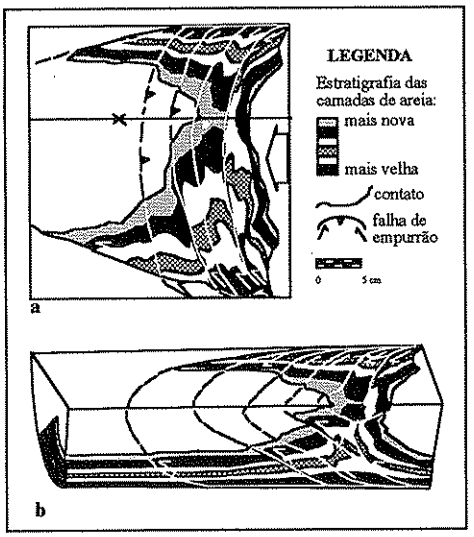


Fig. 2: a) Visão do corte horizontal do modelo em areia de um sistema de falhas de empurrão nucleado no interior de um sinclinal assimétrico pré-existente.

b) Bloco diagrama do modelo em areia de um sistema de falhas de empurrão nucleadas em calha sinclinal pré-existente, com cortes horizontal e longitudinal.

GRANITOID DEFORMATION AT LOW GRADE CONDITIONS: DUCTILE-BRITTLE TRANSITION AND PHYLLONITIZATION IN GRANODIORITE, CONGONHAS, MINAS GERAIS

SEIXAS [1,2,3], A. ROSA; HIPPERTT[2], J., BARDINTZEFF[3], J.-M. & BONIN, B.[3]

[1] DEGEO/EM/UFOP

[2] DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS, UFRRJ

[3] LABORATOIRE DE PÉTROGRAPHIE-VOLCANOLOGIE, UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD, FRANCE

INTRODUCTION

The Congonhas granodiorite (Guild, 1957) outcrops at the homonimous town, south of the Engenho Fault, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. This granitoid is composed of a simple paragenesis of plagioclase (albite-oligoclase), quartz, biotite, muscovite, microcline and accessory zircon, titanite and apatite. Opaque minerals, epidote, chlorite and sericite occur as alteration products. Optical microscopic observations indicate that muscovite is a widespread mineral that replaces biotite and feldspars as a post-crystallization and/or deformational product. Except by the presence of surmicaceous enclaves and schlieren (Seixas, 1988), the granodiorite is in general a mafic-poor rock with very low biotite content (< 5%). Planar and linear arrays of biotite schlieren and enclaves as well as the tonalite-trondhjemite normative mineralogy and chemistry, plus the occurrence of microcline poikilocrysts, provided clues to interpret magma genesis and emplacement mechanisms (see Rosa Seixas et al., 1997). A homogeneous, medium-grained hypidiomorphic texture is present. Shear zones of variable ticknesses developed within this mateial. In this paper, we present a short description of this deformational phenomenon at the ductile-brittle transition. The product derived from the superimposed tectonic stress and consequent metamorphic reactions is a fine-grained, intensely foliated micaceous rock. This is interpreted to reflect the chemical/mineralogical characteristics of the starting material, as well as the crustal level where deformation took place. Phyllonites - rocks of phyllitic composition which were formed through deformation (Sander 1911, in Goodwin & Wenk 1995) - represent the completion of reactive/metamorphic processes related to deformation. In this paper, this term is retained to indicate the general process whatever the evolving stage attained by the rock.

PHENOMENOLOGY OF THE PHYLLONITIZATION PROCESS

Fig. 1 (a-g) shows microstructures related to the development of shearing and phyllonitization of the Congonhas granodiorite. This features are widespread through the pluton. Two types of phyllonite occur: 1) non-penetrative, submillimetric to millimetric phyllonite foliation (Fig. 1a-e); and 2) highly penetrative and foliated decimetre to metre-thick phyllonite bands (Fig. 1e-f). Both types presend a well-defined foliation and, in the ticker phyllonites, the rock breaks easily as a slate along the foliation. Slickensides, striaes, mica lineation and quartz lodes are common structures in the phyllonites. Folds were not observed. The contact between phyllonite and granodiorite can be either abrupt or transitional. Abrupt contacts occur in the thin, non-penetrative phyllonite folia, where phyllonite and undeformed granodirite are juxtaposed along straight surfaces. This type of structure represents an extreme strain localization in the phyllonite zones. The density is low in both 2D and 3D, generally in the order of some tens of shears by meter or less, but locally a network of closely spaced shears is present (Fig. 1a). Transitional contacts occur in the thicher phyllonite bands. The higher density and pervasiveness of phyllonite folia in these domains appear on outcrop, hand specimen and microscopic scales (Fig. 1f-g). Massive granodirite passing to protomylonite to mylonite and to ultramylonite stages is not common. Instead, abrupt microstructural changes as that shown in Fig. 1(d) occur in the ticker, banded phyllonite zones. The difference between the two types of phyllonites is only the density of folia as illustrated in Figs. 1(a) and 1(f). On the microscopic, both phyllonites appear as shown in Fig. (1e); i.e. as a retrograde paragenesis of laminated carbonate, quartz, muscovite and relic plagioclase. The non-pervasive, discrete phyllonite zones seem, therefore, subsidiary to the thicker ones. When both occur in the same outcrop, the cross-cut relationships and kinematic indicators points to their contemporaneity. Thus, they are interpreted as different manifestations of the same deformation process. Preliminary geochemical investigations (Rosa Seixas et al., 1977) point to an essentially isochemical deformation process, although some trace elemente anomalies (arsenic, for example), as well as the presence of carbonate-sulfide-quartz lodes provide evidence for a local introduction of fluid-transported elements. Thick phyllonites and densely spaced, subsidiary shear zones are well exposed at Jose Emilio's ancient quarries, northeast of Congonhas dowtown. Mica lineations, slickensides, striaes are observed in these outcrops. The spacial orientation of the closely spaced phyllonite folia defines a network of NW-SE and E-W steeply dipping phyllonite planes, which define an S-C structure with a sinistral, sub-horizontal kinematic vector.

DEFORMATION MECHANISMS AND RHEOLOGICAL SIGNIFICANCE

The microscopic observation provide abundant evidence for the main deformation mechanisms associated with the phyllonitization

process (Fig. 1c-e and 1g), such as: chemical breakdown of plagioclase and K-feldspar via mica-producing softening reactions; multiple microfracturing of plagioclase and quartz; crystal plasticity and associated recrystallization of quartz; grain boundary sliding in mica and solution-transfer of silica. All chemical and mechanical processes operating together lead to a final product enriched in quartz, fine-grained muscovite, biotite, chlorite, albite, epidote, carbonate, opaques and titanite. The mineralogical characteristics of these phyllonites reflect a deformation regime in the ductile-brittle transition under greenshist facies condition, and in the presence of fluid (Simpson 1985, Gapais 1989, Lloyd & Freeman 1994). Complementary microstructural, mineralogical, geochemical and electron microscopy studies are in progress to evaluate the role of each of these deformation mechanisms during phyllonite development.

REFERENCES

GAPAIS, D. (1989) - Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* **17**: 1144-1147.

GUILD, P. (1957) - Geology and mineral resources of Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper* 290, 90 p.

GOODWIN, L. & WENK, H.-R. (1995) - Development of phyllonite from granodiorite: mechanisms of grain size reduction in the Santa Rosa mylonite zone, California. *J. Struct. Geol.* **17**, 689-707.

LLOYD, G. & FREEMAN, B. (1994) - Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *J. Struct. Geol.* **16**, 867-881.

ROSA SEIXAS, L.; BARDINTZEFF,J-M. & BONIN, B. (1997) - Particularidades geoquímicas do Granodiorito Congonhas: evidências para um processo genético pouco usual? Submitted to VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Salvador, Brazil, October 1997.

SIMPSON, C. (1985) - Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.* 7, 503-511.

SEIXAS, L. (1988) - *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento Congonhas, Minas Gerais.* 119 p. (M.Sc. thesis, Universidade de Brasília).

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper presents preliminary results of the Ph.D. research project in progress of the first author. The project is sponsored by CAPES (Brazil) and is developed in cooperation between the Structural Geology graduate research program at UFOP and the Laboratory of Petrography and Volcanology of Paris-Sud University (Orsay, France).

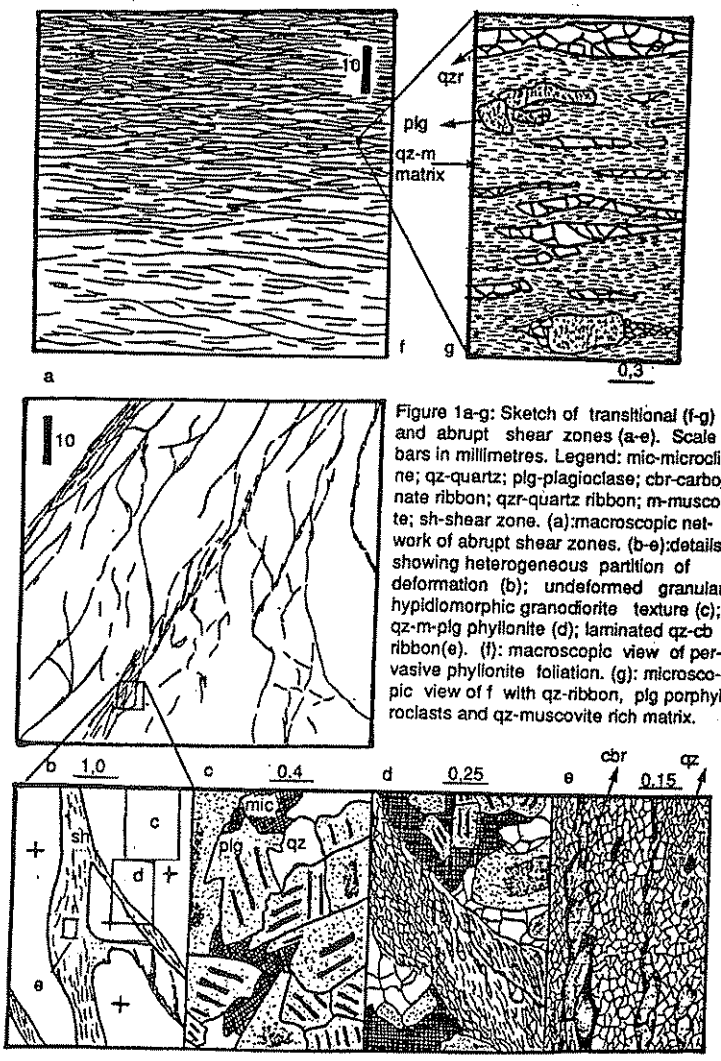


Figure 1a-g: Sketch of transitional (f-g) and abrupt shear zones (a-e). Scale bars in millimetres. Legend: mic-microcline; qz-quartz; plg-plagioclase; cbr-carbonate ribbon; qzr-quartz ribbon; m-muscovite; sh-shear zone. (a):macroscopic network of abrupt shear zones. (b-e):details showing heterogeneous partition of deformation (b); undeformed granular hypidiomorphic granodiorite texture (c); qz-m-plg phyllonite (d); laminated qz-cb ribbon(e). (f): macroscopic view of pervasive phyllonite foliation. (g): microscopic view of f with qz-ribbon, plg porphyroclasts and qz-muscovite rich matrix.

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS NA REGIÃO DE CAETÉ, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

TAVARES[1], PLÍNIO; CARNEIRO[2], MAURÍCIO ANTÔNIO
[1]*MESTRANDO DEGEO/EM/UFOP*
[2] *DEGEO/EM/UFOP*

INTRODUÇÃO

Das inúmeras contribuições ao conhecimento do acervo estrutural do Quadrilátero Ferrífero, destacam-se, entre outros, o trabalho de Guimarães (1931, *in* Guimarães 1966), o primeiro a salientar o caráter polifásico das unidades presentes na região. A partir de então, outros autores têm apresentado proposições diversas acerca dos eventos deformacionais deste segmento crustal (*e.g.* Dorr II 1969; Ladeira & Viveiros 1984). Mais recentemente, Correia Neto *et al.* (1994), com base em dados levantados pelo Projeto Rio das Velhas, descreveram no setor setentrional do Quadrilátero Ferrífero, onde a região de Caeté está inserida, dois eventos deformacionais: o primeiro, exclusivo do Supergrupo Rio das Velhas, teria originado dobras isoclinais recumbentes com eixos E-W. O segundo, compartilhado pelo Supergrupo Minas, teria originado empurrões com vergência para oeste. Apresenta-se agora, neste trabalho, o estudo da evolução tectônica do Supergrupo Rio das Velhas na região de Caeté que, através da análise descritiva e cinemática dos elementos estruturais da área considerada, suporta uma interpretação alternativa para os seus eventos deformacionais.

DESCRIÇÃO DOS ELEMENTOS DA TRAMA TECTÔNICA

Os elementos da trama tectônica, encontrados nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas na região de Caeté, são os seguintes: *Bandamento Composicional* (provável S_0) - intercalações de anfibólio-xistos, clorita-xistos, mica-xistos, xistos grafitosos e formações ferríferas bandadas observadas nas unidades basal, média e superior do Grupo Nova Lima. Dados de campo evidenciam um posicionamento verticalizado para esse bandamento composicional. *Foliação Sn* - foliação milonítica, de transposição do bandamento composicional preexistente. É uma foliação de superfície axial ($Sn//S_0$) de dobras Fn isoclinais inclinadas a recumbentes, com eixos Bn, de atitudes ESE/subhorizontais. Contém em sua superfície uma lineação de estiramento mineral (Lmn) que faz um ângulo de aproximadamente 20° (*pitch*) com a direção da foliação. As rochas não apresentam perdas de coesão, indicando o regime dúctil da deformação. O tratamento estatístico das atitudes da foliação Sn, apresenta atitude preferencial em torno de 194/44. *Foliação Sn+1* - Xistosidade de direção geral NE/SW, com mergulhos para SE. Constitui o elemento planar mais conspícuo nas rochas da folha Caeté. É paralela ao plano axial de dobras Fn+1 similares, fechadas a isoclinais, inclinadas a reclinadas, vergentes para NW, com eixos (Bn+1) de direção preferencial NW-SE. A lineação mineral (Lmn+1), contida no plano da foliação Sn+1, é paralela a subparalela aos eixos das dobras Fn+1. A deformação ocorre em regime dúctil-rúptil uma vez que falhas reversas, de direção geral NE-SW, satisfazem o mesmo campo de deformação. *Foliação Sn+2* - A foliação Sn+2 grada sucessivamente, a partir do contato tectônico entre as rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima com as rochas granito-gnáissicas do Complexo Caeté, no sentido oeste, de foliação milonítica, para xistosidade, clivagem espaçada, nas rochas competentes, e clivagem de crenulação, nas rochas incompetentes. Apresenta direções que se amoldam aos contornos do Complexo Metamórfico Caeté, com mergulhos variando de subverticais a subhorizontais, no sentido oeste da folha. É paralela ao plano-axial de dobras similares, inclinadas e apertadas, que ocorrem nas proximidades do complexo metamórfico e que têm seus flancos inversos interceptados por falhas de empurrão. Nas proximidades do Complexo Metamórfico Caeté, pode ser observada uma lineação mineral, contida no plano da foliação Sn+2, apresentando atitudes em torno de SSE/30 - 50.

Descrição dos elementos estruturais não penetrativosFalha transcorrente de direção N70W, evidenciada em campo por foliação milonítica subvertical que intercepta a trama preexistente. Falhas de empurrão orientadas paralelamente à foliação Sn+1, associadas a dobras de propagação de falhas *(fault-propagation fold)* e cujo *front* é a falha de Morro Vermelho. Falhas de empurrão de direção geral N-S, com mergulhos para este, associadas a dobras abertas e dobras em *kink*, com eixos de direção geral N-S e mergulhos para S. Falhas normais de direção NE/SW, com mergulhos para SE. Fraturas subverticais, de direções NE e NW, interceptam toda a trama.

DISCUSSÃO

As estruturas identificadas na folha Caeté podem ser associadas a, pelo menos, cinco eventos deformacionais (Figura 1): *a)* o primeiro (Dn), em regime dúctil, afetou apenas as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, tendo sido responsável pela geração das dobras Fn. A vergência das dobras, observadas em escala mesoscópica, e o tombamento da foliação plano axial Sn fornecem o sentido do movimento tectônico de SW para NE (Figura 1a). Entre os eventos Dn e Dn+1 ocorreu a deposição dos sedimentos do Supergrupo Minas no Sinclinal do Gandarela, originado por um provável evento

extensional, cujo único elemento estrutural identificado na folha, seria uma rampa de falha normal de atitude 165/40, mapeado na porção centro-leste da folha; *b)* o segundo (Dn+1), em regime dúctil-rúptil, envolveu todas as rochas pré-cambrianas da área, tendo gerado as dobras Fn+1 e um sistema de falhas de empurrão, cujo *front* é a falha de Morro Vermelho (Figura 1b). *Nappes* de empurrão, observados em campo, apresentam a superfície de descolamento posicionada diretamente sobre a foliação Sn. A vergência das dobras e as atitudes das estruturas planares n+1 fornecem o sentido do movimento tectônico de SE para NW; *c)* o terceiro (Dn+2), em regime dúctil, relacionado à ascensão do batólito granítico (Figura 1c), responsável pela geração da foliação Sn+2 e de dobras similares inclinadas, que ocorrem nas proximidades do Complexo Caeté; *d)* o quarto (Dn+3), em regime rúptil-dúctil, relacionado a movimentos compressionais de este para oeste (Figura 1c), responsável pela geração das falhas de empurrão com rampas frontais (de direção N-S), laterais e oblíquas, pelas dobras abertas e dobras em *kink*, com eixos de direção geral N-S, e, provavelmente, pela rotação dos eixos Bn+1 para a direção NW/SE (Figura 1d); *e)* o quinto (Dn+4), em regime rúptil, responsável pelas fraturas subverticais de direções NE e NW.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CORRÊA NETO, A. V.; BALTAZAR, O. F.; SILVA, S. L. 1994. Evolução Estrutural do Setor Setentrional do Greenstone Belt Rio das Velhas (MG). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos...* Vol. 1: 69-70.

CHEMALLE JR. F., ROSIERE, C. A.; ENDO, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. *Pesquisas*, **18**(2): 104-127.

DORR II, J. N. 1969. *Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero*, Minas Gerais. USGS - Prof. Paper. 641A: 1-10.

GUIMARÃES, D. 1966. *Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Série Minas . Rio de Janeiro.* DNPM/DFPM. p. 9-54. (Avulso 90).

LADEIRA. E. A. & VIVEIROS, J. F. M. 1984. Hipótese sobre a Estruturação do Quadrilátero Ferrífero com Base nos Dados Disponíveis. *Boletim Especial*, Belo Horizonte, SBG/MG 4:1-14.

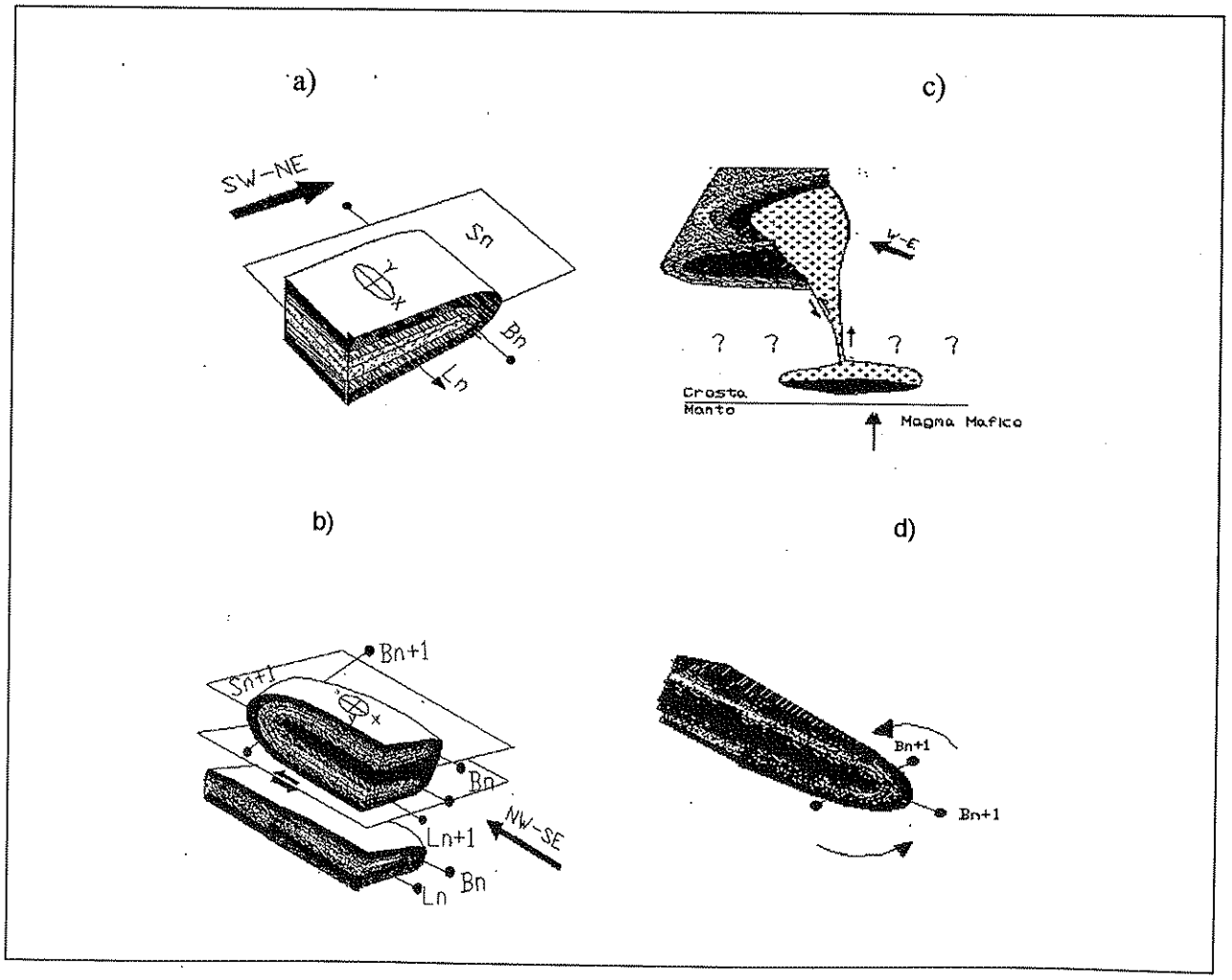


Figura 1 - Evolução tectônica da região da Folha Caeté. a) evento Dn; b) evento Dn+1; c) eventos Dn+2/Dn+3; d)rotação do eixo Bn+1 durante o evento Dn+3

CONTRIBUIÇÃO À SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO GRUPO BAMBUÍ NO NORTE DE MINAS GERAIS

[1]CHIAVEGATTO, JOSÉ ROBERTO S.; [2]DARDENNE, MARCEL A.
[1]DEGEO/EM/UFOP
[2]IG/UNB

Pesquisas de campo na porção norte de Minas Gerais, com maior abrangência nas áreas do segmento Lontra -Januária-Itacarambi (Fig.1), permitiram caracterizar processos, fácies e ambientes deposicionais relacionados à arquitetura das unidades estratigráficas que constituem o Grupo Bambuí nessa região (Fig. 2). O trabalho, de caráter preliminar, configura uma seção referencial para os perfis sedimentológicos/estratigráficos de detalhe que estão sendo levantados nas regiões norte e sudoeste dos estados de Minas Gerais e da Bahia, respectivamente, como parte de um estudo regional sobre o Grupo Bambuí e suas relações com unidades contíguas.

A Formação Sete Lagoas, seqüência carbonática basal do Grupo Bambuí, é caracterizada predominantemente por calcáreos cinza médio a escuro, por vezes oolíticos, com granulometria variando de muito fina a média, repousando, em discordância, sobre rochas granitóides do embasamento cristalino. A sucessão vertical e lateral de fácies permitiu delinear uma plataforma carbonática regressiva, segmentada, da base para o topo, nas zonas de sub-maré (rampa externa superior e intermediária), intermaré (rampa interna) e supra-maré.

As fácies de rampa externa superior encerram calcilutitos rítmicos com intercalações de tempestitos distais, materializados por níveis centimétricos a decimétricos de calcissiltitos e/ou calcarenitos muito finos com estrutura "hummocky"(HCS) de pequeno porte (L_ 60 cm). A rampa intermediária exibe um espesso pacote (75m) de calcissiltitos/calcarenitos (Cs/CRE) com HCS de grande porte (L> 1m), intercalados com brechas lamelares intraformacionais (tempestitos proximais). As fácies de intermaré estão representadas por dolomitos róseo sacaroidais com abundância de estratificações cruzadas "herringbone". A seqüência culmina com dolomitos cinza muito finos contendo estromatólitos colunares, gretas de contração, estruturas do tipo "Tepees" e laminações algálicas, feições essas representativas de fácies de supra-maré. A espessura da unidade é de 420 metros.

Siltitos argilosos e/ou arenosos cinza esverdeados, ou violáceos quando alterados, constituem os litotipos dominantes da Formação Serra de Santa Helena. Apresentam tempestitos distais na base e proximais no intervalo intermediário. O topo da sucessão é marcado pela presença de ritmitos. Os contatos com as unidades sotoposta e sobrejacente são gradacionais e a espessura da formação é de 150 metros.

A Formação Lagoa do Jacaré compreende calcissiltitos e calcarenitos de granulometria muito fina a grossa, por vêzes oolíticos, intercalados por leitos conglomeráticos delgados, intraformacionais. O arranjo vertical das litofácies define uma arquitetura conspícua à essa unidade: o empilhamento de parasseqüências, configuradas por ciclos regressivos do tipo "coarsening/shallowing upward". Cada ciclo (7-15m) é caracterizado na base por calcissiltitos com estruturas "hummocky" (zona de submaré) e no topo, por calcarenitos finos com estratificações cruzadas "herringbone" (zona de intermaré). A unidade apresenta cerca de 100 metros de espessura. A passagem para a Formação Serra da Saudade sobrejacente, dá-se através de uma espessa zona de transição (20 m), caracterizada por intercalações de lentes de calcáreos/margas com siltitos/ritmitos.

Siltitos avermelhados com laminações cruzadas por ondas (base), encimados por ritmitos cinza esverdeados (topo), representam a Formação Serra da Saudade. Intercalam-se camadas delgadas (9-20 cm) de calcarenitos finos com truncamentos internos de baixo ângulo. As litofácies descritas retratam uma sedimentação em ambientes francamente marinhos ("offshore), por tração sob energia baixa a moderada em águas mais rasas (siltitos) e por suspensão em lâminas d'águas mais profundas (ritmitos). A Formação Serra da Saudade apresenta uma espessura de 70 metros na região de Lontra.

A Formação Três Marias encontra-se representada por arcóseos finos e médios com estratos cruzados tabulares de médio a grande porte (dominantes) e acanalados de pequeno porte, em contato erosivo com os ritmitos da unidade sotoposta. Na base da seqüência conglomerados intercalam-se com os arenitos, constituindo uma sucessão com cerca de dez metros de espessura em discordância erosiva com os siltitos rítmicos da Formação Serra da Saudade. A espessura da unidade é de aproximadamente 150 metros na Serra do Gorutuba. As medições efetuadas no campo conferem para o Grupo Bambuí na região, uma espessura mínima de 910 metros.

O fatiamento litoestratigráfico do Grupo Bambuí na região estudada mostra, mais uma vez, uma boa correlação com a coluna proposta por Dardenne (1978) para grande parte da cobertura cratônica, compreendendo, em seu aspecto global, uma sucessão de megaciclos regressivos (plataformas carbonáticas), separados por unidades predominantemente siliciclásticas transgressivas (formações Serra de Santa Helena e Serra da Saudade).

Os contatos entre as formações, via de regra concordantes e a expressiva persistência lateral das unidade estratigráficas, corroboram as assertivas de Misi (1978) e Dardenne (op.cit.), quanto a formação

dos diversos conjuntos faciológicos em domínios de plataformas relativamente estáveis. As passagens tipicamente gradacionais e transicionais entre as formações Sete Lagoas/Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré/Serra da Saudade, respectivamente, representam um afogamento lento e gradual das plataformas carbonáticas, pela adição progressiva de sedimentos siliciclásticos à bacia marinha.

Quanto às unidades carbonáticas, a Formação Sete Lagoas compreende, em seu todo, uma espessa sucessão regressiva sem quebras ou descontinuidades marcantes na sua arquitetura, ou seja, não se observa repetições cíclicas das suas litofácies. O desenvolvimento da unidade foi controlado, de forma preponderante, por subsidência da bacia. Ao contrário, a Formação Lagoa do Jacaré apresenta uma sucessão cíclica de parasseqüências, governadas principalmente por eustasia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. Anais 30º Congr. Bras. Geol. Recife, PE. Vol..2, p.597-610.

MISI, A. 1978. Ciclos de sedimentação e mineralizações de chumbo-zinco nas seqüências Bambuí (Supergrupo São Francisco), Estado da Bahia. Anais 30º Congr. Bras. Geol. Recife, PE. Vol. 6, p.2548-2558.

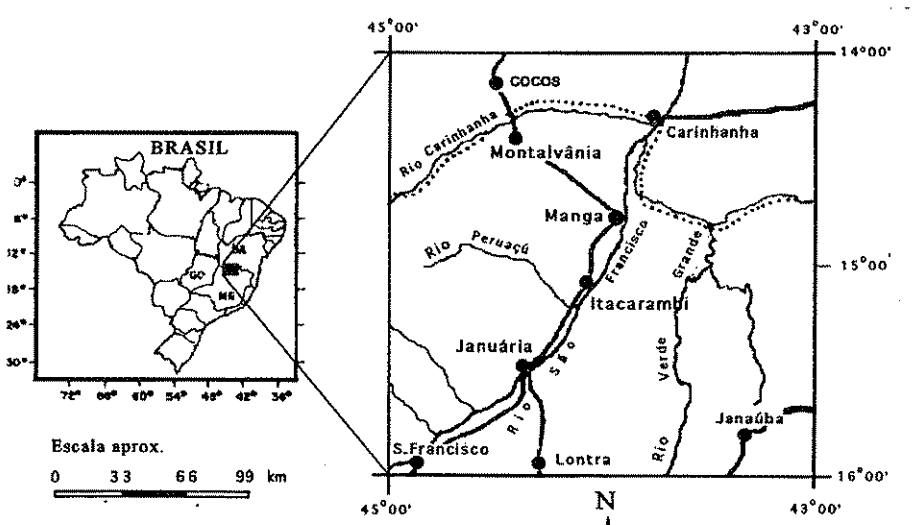


FIGURA 1. Mapa de localização da área.

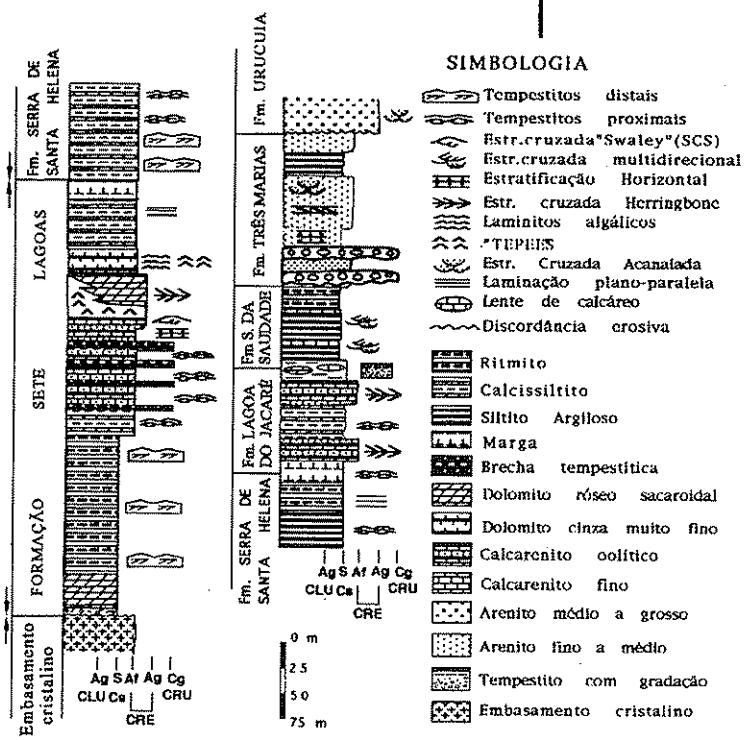


FIGURA 2. Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí no segmento Lontra-Januária-Itacarambi, norte de Minas Gerais.

CONGLOMERADOS OLIGOMÍTICOS DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NA SERRA DO GORUTUBA, NORTE DE MINAS GERAIS

[1]CHIAVEGATTO, JOSÉ ROBERTO S.
[1] GOMES, NEWTON S.
[2] DARDENNE MARCEL A.
[1]DEGEO/EM/UFOP
[2]IG/UNB

Trabalhos de campo efetuados na Serra do Gorutuba, região norte de Minas Gerais (Fig.1), propiciaram a caracterização das fácies e ambientes deposicionais dos litotipos representativos da zona de contato entre as formações Serra da Saudade e Três Marias, naquela região (Fig.2). O levantamento de perfis expeditos confirmaram os dados de Costa (1978), sobre a ocorrência de conglomerados carbonáticos na base da Formação Três Marias e de rocha básica cortando os psamitos dessa unidade estratigráfica. Entretanto, as observações daquele autor limitaram-se a uma concisa descrição do contexto geológico e carecem, portanto, de um estudo mais detalhado. O presente trabalho resume, em caráter preliminar, as principais informações referentes ao intervalo litoestratigráfico mencionado.

Siltitos rítmicos cinza esverdeados, típicos do topo da Formação Serra da Saudade, afloram em vários pontos das serras de Gorutuba e Rompe-Gibão, em contato aparentemente abrupto com os arenitos arcoseanos da Formação Três Marias. Entretanto, na extremidade SE da Serra de Gorutuba, conglomerados carbonáticos intercalam-se com leitos de arcóseos, em contato sempre erosivo, formando camadas de relativa continuidade lateral e com uma espessura total de dez metros. Os psefitos são clasto-suportados, com grânulos, seixos e blocos (raros) essencialmente de calcáreos, envoltos por uma matriz síltica-arenosa de composição arcoseana, caracterizada em lâmina delgada. Os fragmentos que formam o arcabouço são arredondados a sub-arredondados, mal selecionados e são compostos dominantemente por calcilutitos. Como fases diagenéticas mais importantes observa-se uma cimentação por calcita espática e uma posterior dissolução por pressão. Ressalta-se a intensa geminação apresentada pelos cristais de calcita, provavelmente relacionada a esforços tectônicos. Os bancos de conglomerados são menos espessos na base do pacote sedimentar (70 cm), enquanto que para o topo tendem a uma maior espessura (1,2 m) e a um aumento na granulometria dos clastos maiores, formando um padrão de espessamento e granocrescência ascendentes. Os conglomerados da base são tipicamente desorganizados enquanto que os do topo exibem uma estratificação horizontal proeminente, principalmente na parte superior das camadas. As superfícies de contato são fortemente erosivas quando os arcóseos repousam sobre os conglomerados e difusas e irregulares em situação oposta.

Os arcóseos são muito finos a finos, apresentam sutis ondulações internas e uma marcante estratificação horizontal no topo da seqüência. Em outros afloramentos das serras do Gorutuba e Rompe-Gibão, arenitos do mesmo nível estratigráfico mostram truncamentos internos de baixo ângulo.

Ao microscópio os arcóseos possuem uma textura clástica, maturidade mineralógica intermediária e alta maturidade textural. A cimentação carbonática é intensa com predomínio de contatos pontuais e flutuantes entre os grãos, o que confere à rocha um empacotamento do tipo frouxo. A composição mineralógica apresenta quartzo e plagioclásios (dominantes), K-feldspatos, fragmentos de rochas (traços), muscovita e biotita. Secundáriamente aparecem a titanita, zircão, apatita, epidoto e turmalina. A titanita é o principal mineral pesado (± 3%) o que leva a inferir a contribuição de rochas máficas ou intermediárias na área fonte. O teor de feldspatos é pelo menos dez vezes maior que o de fragmento de rochas, ressaltando a composição tipicamente arcoseana dos arenitos.

Acima da seqüência descrita anteriormente, um dique de diabásio com 81 metros de largura atravessa arcóseos e siltitos da Formação Três Marias, promovendo dobramentos suaves nas rochas encaixantes, feições essas também presentes nos siltitos da unidade sotoposta. Em lâmina delgada, a rocha intrusiva mostra uma textura predominantemente hipocristalina, fina a média e inequigranular. O plagioclásio (45-50%; anortita 65-75) constitui o principal mineral da rocha e ocorre como cristais euédricos, tabulares, inalterados e fortemente zonados. O clinopiroxênio (35-40%) corresponde à augita, que se apresenta como cristais subédricos, de coloração cinza-esverdeada, maclados e zonados. Minerais de argila (esmectita?) ocorrem ora sob a forma de minúsculos cristais aciculares em vesículas, ora como agregados, cuja forma subédrica parece indicar uma pseudomorfose de cristais de olivina. A rocha apresenta um teor elevado de vidro vulcânico (1-5%), preenchendo interstícios. Como principal fase secundária, registra-se a presença de sílica amorfa (opala, calcedônia) em amígdalas. Associada ainda à essa fase, ocorrem subordinadamente zeólitas.

A seqüência sedimentar culmina com um espesso intervalo (45m) de arcóseos muito finos (Fig.2).

A origem dos conglomerados e arcóseos da base da Formação Três Marias está associada a eventos de alta energia em ambiente provavelmente plataformal, relativamente raso. O alto grau de arredondamento dos clastos, a estruturação interna proeminente dos conglomerados organizados do topo da seqüência e a associação íntima com possíveis

depósitos tempestíticos podem representar uma ressedimentação de depósitos conglomeráticos de áreas mais rasas ou litorâneas. A composição mineralógica da matriz e dos clastos nos psefitos parece traduzir a influência de duas áreas fontes distintas de sedimentos, uma alóctone (continental) e outra autóctone (marinha rasa), respectivamente. A presença abundante de clastos carbonáticos pode ter sua origem relacionada à erosão de corpos descontínuos de calcáreos intercalados com siltitos do topo da Formação Serra da Saudade, quando da deposição dos sedimentos da Formação Três Marias.

Para essa hipótese, é necessário admitir um longo período de emergência, exposição e erosão da área plataformal, precedendo a deposição dos arcóseos e conglomerados.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

COSTA, P.C.G. (1978). Geologia das folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Manga, Minas Gerais. An. 30º Congr. Bras. Geol., Recife, Vol.1, p.83-97.

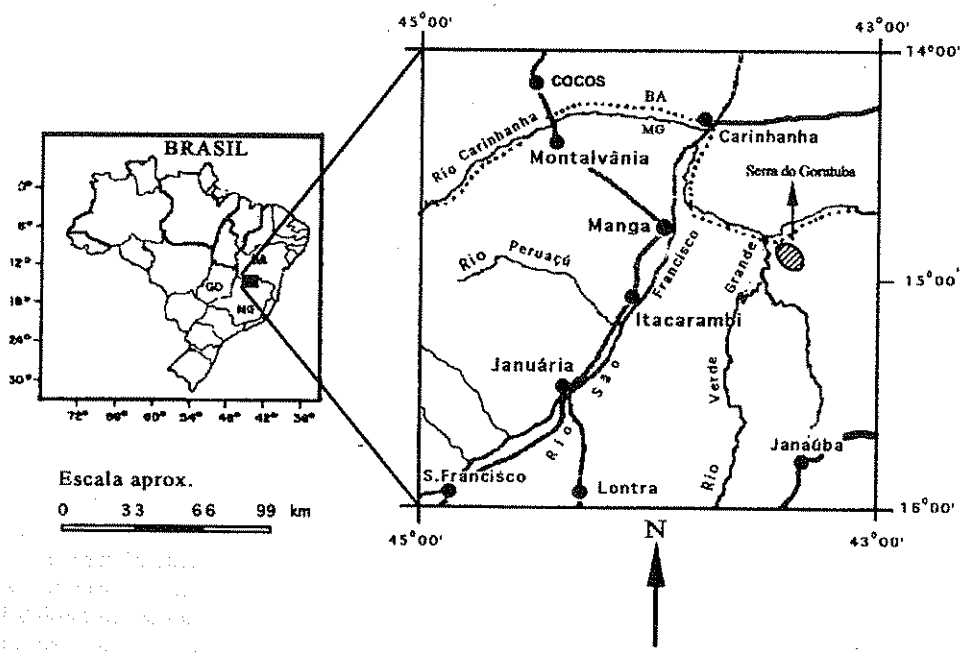


FIGURA 1 - Mapa de localização da área.

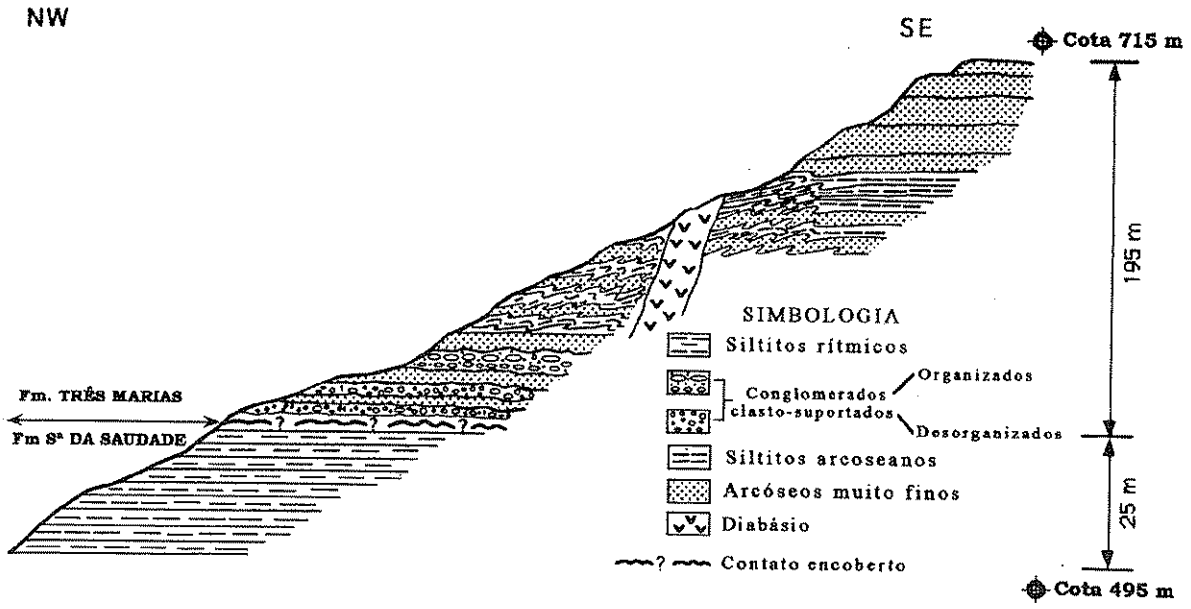


FIGURA 2 - PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO (sem escala).
Passagem Fm. Serra da Saudade/Fm. Três Marias
Serra do Gorutuba - norte de Minas Gerais.

RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS E TECTÔNICAS ENTRE OS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E SÃO FRANCISO AO LONGO DA BORDA OESTE DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL, INTERIOR DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO (BAHIA)

DANDERFER[1], ANDRÉ; DARDENNE[2], MARCEL A.
[1]DEGEO/EM/UFOP; PÓS-GRADUAÇÃO IG/UNB
[2] IG/UNB

**Apoio: Fapemig - Processo nºCEX-864/96*

INTRODUÇÃO

Neste trabalho são apresentados os resultados preliminares de estudos estratigráficos e tectônicos efetuados na extremidade meridional da serra do Boqueirão, designada nessa porção de serra do Muquém (fig. 01), que é constituída por sedimentos relacionados com o Sg. Espinhaço (Paleo a Mesoproterozóico). Pesquisas anteriores versando sobre a geologia desse segmento foram realizadas por Moraes Rego (1926), Beurlen (1970) e Uhlein & Pedreira (1989). Apesar desses trabalhos, permanece a carência de estudos de maior detalhe que permitam argumentar sobre as relações estratigráficas entre as unidades ali ocorrentes e as que materializam o G. Bambuí (Sg. São Francisco; Neoproterozóico), estas aflorando imediatamente a oeste da referida serrania (fig. 01). Assim sendo, são apresentados novos dados sobre essa questão fundamental para a compreensão da passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico, bem como da evolução do Cráton do São Francisco (CSF).

ESTRATIGRAFIA

No perfil estudado foram reconhecidas duas seqüências sedimentares posicionadas imediatamente abaixo da seqüência carbonática do G. Bambuí: Muquém e João Dias (fig. 02). Ambas as seqüências têm sido cartografadas como depósitos pertencentes ao Sg. Espinhaço: Inda & Barbosa (1978) as incluem no G. Espinhaço Superior, Schobbenhaus (1993) redefine-as no G. Santo Onofre, enquanto Dominguez (1996) insere-as no G. Serra Geral. As rochas da seqüência João Dias, aqui descritas, representam, provavelmente, depósitos cronocorrelatos da unidade homônima, mapeada imediatamente a S-SE da região estudada pelo projeto Santo Onofre (Moutinho da Costa & Silva, 1980); essa unidade é representada à parte no mapa da figura 01.

A Seqüência do Muquém (SMQ), inferior, ocorre diretamente sobre o embasamento metamórfico e é formada por duas sucessões de rochas siliciclásticas marcadas por características sedimentológicas distintas (A e B; fig. 02). A sucessão basal (A), em torno de 300m de espessura, é materializada por arenitos muito finos a médios, por vezes silto-argilosos, com grãos de feldspatos e grânulos e seixos de rochas do embasamento disseminados; raramente ressaltam estruturas sedimentares. Com menor freqüência aparecem intercalados na sucessão *sets* médios a espessos (20-60cm) de siltito e arenito fino interlaminados, algumas vezes construindo estratificações do tipo *flaser/wavy*. São comuns camadas de arenito fino a médio, silicificado e com espessuras variáveis, interestratificadas no pacote e revelando geometrias lentiformes. Os depósitos dessa sucessão parecem representar registros de ambientes de zona costeira, talvez relacionados com barras de frente deltaica. A sucessão de topo (B; fig. 02), com cerca de 500m de espessura, é caracterizada por uma seqüência monótona de arenitos médios, bem selecionados, compondo *sets* ondulados espessos (30-60cm) que exibem laminações cruzadas de baixo ângulo e do tipo *hummocky*; em certos locais observam-se lineações de partição e *climbing-ripples*. As características desses depósitos indicam um ambiente marinho raso, no contexto de uma plataforma siliciclástica, com atuações de correntes de marés e de tempestades; interpretação similar foi proposta por Uhlein & Pedreira (1989) os quais, entretanto, não reconhecem as fácies da sucessão basal.

A Seqüência João Dias (SJD), superior, assenta-se a leste sobre a SMQ e é recoberta imediatamente pelas rochas do G. Bambuí a oeste, definindo uma faixa aflorante com pouco mais de 1km de largura (figs. 01 e 02). Inicia-se com conglomerados policompostos clasto a matriz-suportados, à base de seixos, calhaus, matacões e até blocos métricos de rochas dominantemente cristalinas (gnaisses e granitos); fragmentos de arenitos e dolomitos com características similares aos do Sg. Espinhaço também são visualizados. Em direção ao topo, ocorrem camadas de arenito grosso a microconglomerático alternando com camadas de conglomerado matriz-suportado à base de calhaus e seixos. Finalizando a seqüência surgem algumas intercalações de rocha carbonática em meio às rochas rudáceas, além de clastos carbonáticos oriundos do retrabalhamento desses níveis. Acima dela ocorre um horizonte de rocha silicosa estratificada, com espessura superior a 2m, seguido de calcarenitos com níveis de intraclastos de argila do G. Bambuí. As características presentes nos depósitos da SJD apontam para processos de fluxos gravitacionais de alta densidade em meio subaquoso para a sua formação. A passagem

aparentemente gradacional para o G. Bambuí dataria relativamente os estágios finais da sedimentação da SJD ao longo do segmento estudado.

TECTÔNICA

A evolução estrutural da serra do Muquém é marcada pela atuação de duas etapas de deformação sob regimes distintos de movimentação de blocos. Na primeira prevaleceram movimentos transtrativos-destrais que causaram o basculamento e/ou dobramento passivo de coberturas pré-existentes do Sg. Espinhaço, aí incluída a SMQ. Possivelmente durante essa fase formaram-se os depósitos sedimentares associados à SJD, que estariam relacionados com uma borda de falha NNW, instalada imediatamente a oeste da serra do Muquém (fig. 01). Na segunda etapa ocorreu a fase de inversão positiva da bacia, de baixa intensidade nesse segmento e com indicativos de movimentos reversos dominantes. A deformação é fraca e localizada, marcada apenas por dobramentos e mesofalhas discretas, veios de extensão e foliação incipiente.

CRONOLOGIA DOS EVENTOS TECTÔNICOS E SEDIMENTARES

A SMQ relaciona-se com um dos estágios de desenvolvimento da Bacia Espinhaço (*lato sensu*) cuja deposição, provavelmente, deve ter ocorrido nos períodos finais do Mesoproterozóico. Os depósitos da SJD parecem ter evoluído no decurso inicial do Neoproterozóico, entre 950 e 750Ma., e retratariam uma atividade tectônica muito importante ao longo da borda ocidental do Espinhaço Setentrional. Embora o contato entre rochas do G. Bambuí e da SMQ não tenha sido observado, sugere-se uma discordância angular entre essas unidades para satisfazer um corolário lógico entre uma fase de basculamento tectônico e a deposição posterior de uma pilha sedimentar. O quadro tectonossedimentar aqui descrito parece marcar a passagem do Meso para o Neoproterozóico dessa porção do CSF e corrobora em parte as idéias de Schobbenhaus (1993) sobre um rifte gerado nessa época.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BEURLEN, H. 1970. *Geologia da Folha Paratinga* - Bahia. Recife, SUDENE/DRN/Div.Geol. 49p. (Série Geologia Regional 12).

DOMINGUEZ, J. M. L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico médio e superior. In: Barbosa, J. F. S. & Dominguez, J. M. L *Geologia da Bahia, texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo, Salvador.* Salvador, Sec. Ind., Com. E Min./SGRM. P.105-125.

INDA, H. A. V. & BARBOSA, J. F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000.* Salvador, SME/CPM. 137p. (mapa geológico em anexo).

MORAES REGO, L. F. 1926. *Reconhecimento geológico da parte occidental do Estado da Bahia.* Rio de Janeiro, Min. da Agricultura, Indústria e Commercio, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, boletim nº17. p. 33-54.

MOUTINHO DA COSTA, L. A. & SILVA, W. G. da. 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico.* Rio de Janeiro, TRISERVICE, convênio DNPM/CPRM. 21v., v.1. (Relatório Final).

SCHOBBENHAUS, C. 1993. *O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste:* uma revisão. Freiburg. 166p. (Dissertação de Doutorado, Universidade de Freiburg).

UHLEIN, A. & PEDREIRA, A. J. 1989. Considerações sobre a Geologia Estrutural. tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (BA). In: SIMPÓSIO DE. GEOLOGIA, 5, NÚCLEO MINAS GERAIS/ SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, 1, NÚCLEO BRASÍLIA. Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p.180-183.

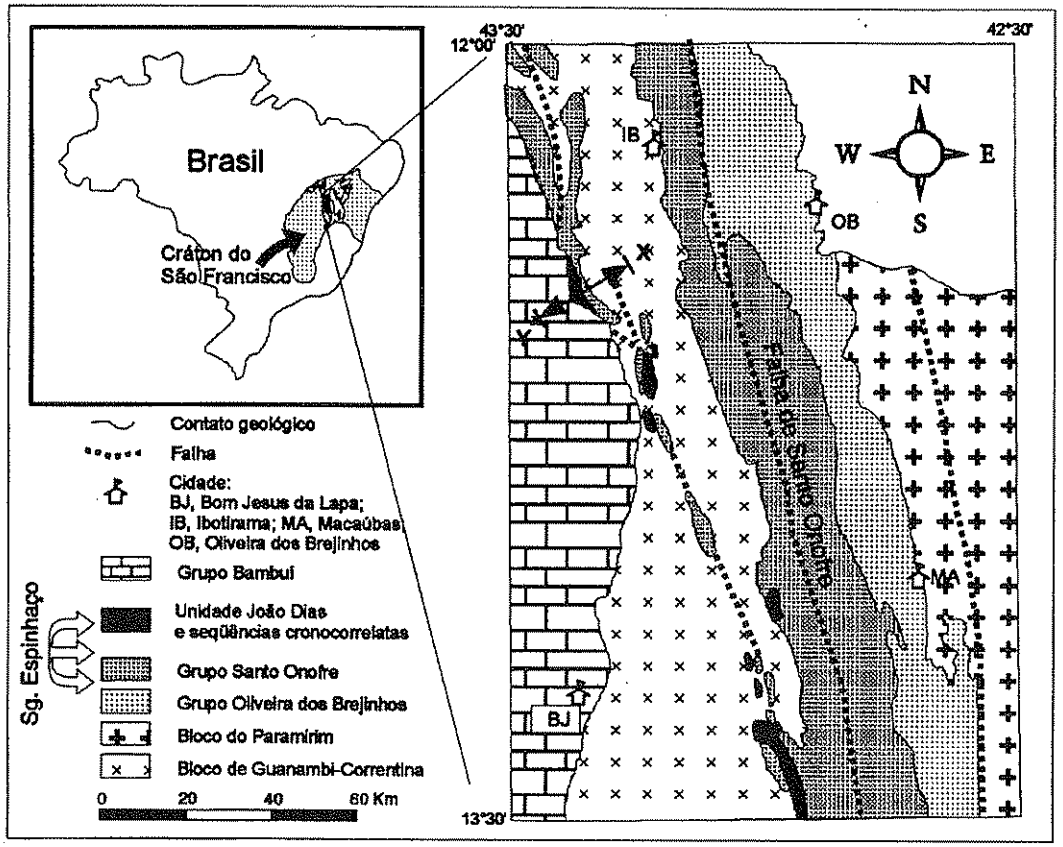


Fig. 01 - Mapa geológico esquemático do Espinhaço Setentrional com a localização da seção estudada - XY, na extremidade sul da serra do Boqueirão (modificado a partir de Moutinho da Costa & Silva, 1980, Dominguez, 1996, Schobbenhaus, 1993, e dados de campo).

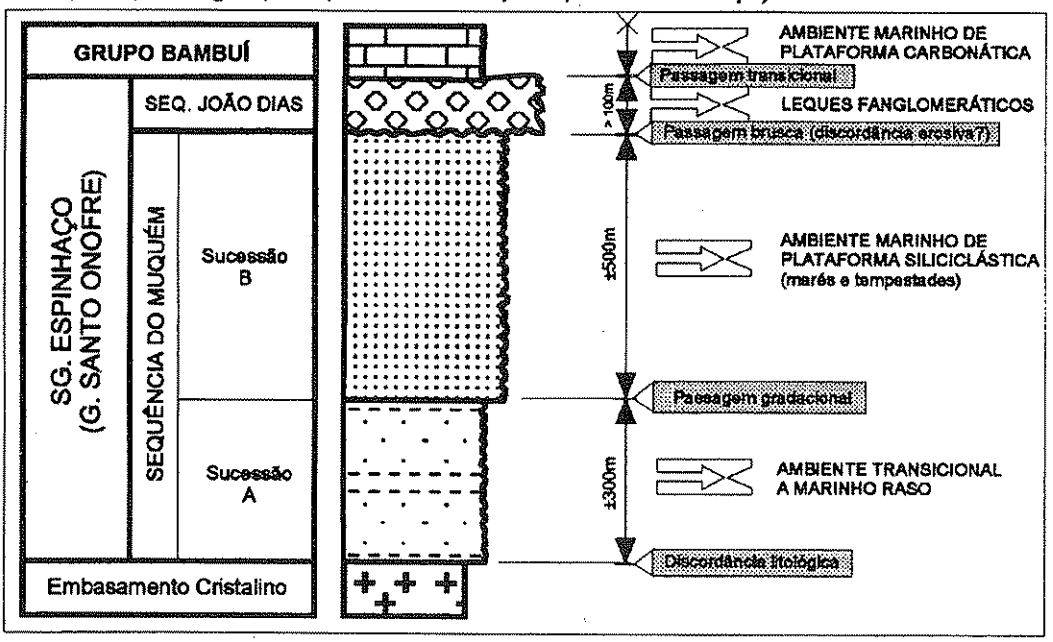


Fig. 02 - Empilhamento estratigráfico composto da serra do Muquém contruído a partir de dados coletados ao longo do perfil X-Y, indicado no mapa da figura 01, e em outros pontos da serra do Boqueirão).

RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE A EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA TECTONOSSEQÜÊNCIA PAJEÚ NO EXTREMO NORDESTE DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL, REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DA BAHIA*

DANDERFER[1], ANDRÉ; DARDENNE[2], MARCEL A.
[1] *DEGEO/EM/UFOP; PÓS-GRADUAÇÃO IG/UNB*
[2] *IG/UNB)*
**Apoio: Fapemig - Processo nºCEX-864/96*

INTRODUÇÃO

A tectonosseqüência Pajeú (TSPJ) corresponde à seqüência sedimentar do intervalo basal do Espinhaço Setentrional que foi mapeada no Projeto Chumbo como Formação Pajeú (Kaul, 1970, *apud* Schobbenhaus, 1972). Posteriormente essa unidade foi mais bem cartografada e descrita pelo Projeto Santo Onofre (Moutinho da Costa & Silva, 1980); considerações estratigráficas também foram feitas, de forma genérica, por Schobbenhaus (1993) e Dominguez (1996). No corrente projeto de pesquisa essa seqüência foi estudada, por enquanto, apenas ao longo da porção nordeste da serra do Espinhaço, onde aflora diretamente sobre as rochas do Bloco do Paramirim (fig. 01). A porção superior da unidade é limitada por rochas da Formação Bom Retiro, depositadas em ambiente dominado por processos de natureza eólica e com espessuras superiores a 500m. Um perfil composto levantado nas adjacências da cidade de Ipuçaba, com espessura em torno de 2.300m, define a seção-tipo da TSPJ (fig. 02), todavia algumas de suas litofácies foram caracterizadas em outros pontos de ocorrência da unidade, relativamente distantes desse local. A seção é praticamente isenta de deformação penetrativa e exibe apenas basculamento geral em torno de 35° para WSW; no geral é marcada por uma pilha sedimentar siliciclástica, com granodecrescência ascendente, associada a um afinamento das camadas em direção ao topo. Não foram verificadas litofácies de natureza vulcânica nessa sucessão.

EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO

A TSPJ é constituída por três grandes sucessões sedimentares que agrupam fácies e associações de litofácies com características sedimentológicas distintas (fig. 02). A sucessão basal (**Pcg**), com aproximadamente 200m de espessura, é constituída predominantemente por conglomerados polimíticos, clasto-suportados, com intercalações subordinadas de lentes arenosas. Os clastos apresentam-se em geral arredondados, com tamanhos máximos que variam de 10 a 18cm, freqüentemente desorganizados. Em certos locais, constatam-se gradações inversa e normal, além de seixos imbricados. Nas lentes intercaladas, os arenitos exibem granulação média a grossa, às vezes com grânulos e seixos dispersos; apresentam-se maciços ou com estratificações plano-paralela ou cruzada acanalada, às vezes com estruturas de fluidização. Exposições a noroeste do Espinhaço Setentrional revelam depósitos conglomeráticos mais espessos e com clastos maiores, além de níveis com domínio de matriz.

Na sucessão intermediária (**Par**), com espessura estimada em torno de 700m (fig. 02), dominam arenitos arcosianos de granulação média a grossa contendo alguns níveis com seixos dispersos e, em certos locais, camadas de silcretes intercaladas; são comuns estratificações cruzadas acanaladas e, subordinadamente, cruzadas tabulares. No topo da sucessão ocorrem horizontes de arenitos médios intercalados com pelitos que, em alguns locais, apresentam-se cortados por estruturas canalizadas associadas com a recorrência das litofácies da base. Também são freqüentes nas suas porções superiores arenitos finos a médios, bem selecionados e com estratificações cruzadas de grande porte.

Nos depósitos da sucessão de topo (**Pap**), com espessuras superiores a 1300m (fig. 02), predominam ritmitos areno-pelíticos com geometrias lentiformes. Os arenitos apresentam granulação média a grossa até micro-conglomerática e, às vezes, gradação normal. Nos pelitos domina uma laminação fina, plano-paralela, associada com níveis que exibem *climbing ripples*. Alguns horizontes apresentam dobras convolutas, diques clásticos de injeção e estruturas de boudinagem sedimentar, todas de pequeno porte; mais raramente, observam-se pequenos canais de erosão cortando a laminação dos siltitos. A sul do perfil (em torno de 10km), foram verificadas brechas intraformacionais entremeadas em depósitos similares e que alcançam dezenas de metros de espessura, porém sem continuidade lateral diagnosticável.

MODELO DEPOSICIONAL

Através da análise seqüencial de fácies, interpreta-se a TSPJ como tendo sido depositada em condições essencialmente continentais. A sucessão **Pcg** é interpretada como resultado da deposição em sistemas de leques aluviais associados a rios cascalhosos; as porções mais proximais desses leques estariam situadas a oeste-noroeste, enquanto os depósitos descritos na região de Ipuçaba representariam as porções medianas (fig. 01). Acima e associados a esse sistema assentam-se os depósitos essencialmente arenosos da sucessão **Par**, retratando a deposição por sistemas fluviais

entrelaçados (tipo *braided*). A base caracteriza-se por fácies fluviais de alta energia que, para o topo, passam a apresentar condições menos enérgicas, com desenvolvimento de fácies transicionais para um ambiente lacustre; adicionalmente ocorre retrabalhamento eólico em locais desse sistema. Os silcretes entremeados na sucessão podem significar interrupções momentâneas na sedimentação ocorrida em climas árido a semi-árido. Encerrando a seqüência, têm-se as litofácies pelito-arenosas da sucessão **Pap**, cujas estruturas indicam deposição relacionada com um ambiente lacustre. Nesse contexto, os processos sedimentares vinculados à sua formação envolveram, em boa parte, fluxos gravitacionais dentro de um corpo aquoso, definidos por fluxos turbidíticos, fluxos de detritos e escorregamentos.

A TSPJ pode ser interpretada como uma unidade associada à geração de uma bacia por mecanismo de distensão crustal, com preenchimento controlado principalmente por processos tectônicos e climáticos, registrando um dos estágios de formação de bacia no Espinhaço Setentrional. O padrão de paleocorrentes levantado em qualquer posição da TSPJ revela quase sempre transporte sedimentar de W-NW para E-SE, portanto o bloco do embasamento ocidental, atualmente coberto por seqüências mais novas, constituiu a principal área-fonte do sistema; o bloco do Paramirim não serviu como fonte de proveniência dos sedimentos, conformando em princípio um baixo estrutural da bacia.

Para Schobbenhaus (1993), toda a Fm. Pajeú está associada a sistemas fluviais e de leques aluviais, sem desenvolvimento de uma fase lacustrina, os quais representariam apenas o preenchimento inicial de um rifte. Em oposição, Dominguez (1996) sugeriu que os sedimentos dessa unidade tenham sido depositados em ambiente estuarino. No presente trabalho, considera-se a TSPJ como o registro integral e único de um estágio de rifteamento crustal que teria sido abortado, não evoluindo para uma fase transicional e/ou oceânica (rifte fóssil); rochas da Fm. Bom Retiro, sobrepostas, registram apenas uma fase subseqüente de subsidência passiva, separada ou não desse estágio por tempo. Assim definida, a TSPJ seria limitada na base com rochas cristalinas do Bloco do Paramirim por uma discordância litológica (e erosiva?), enquanto no topo, o limite entre as litofácies lacustres dessa unidade e as litofácies de natureza eólica da Fm. Bom Retiro seria feito através de uma superfície de descontinuidade, ora separando estratos paralelos entre si, ora favorecendo a hipótese de uma discordância de caráter angular; as seqüências em contato ao longo da descontinuidade não revelam qualquer relação de afinidade ou contemporaneidade deposicional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

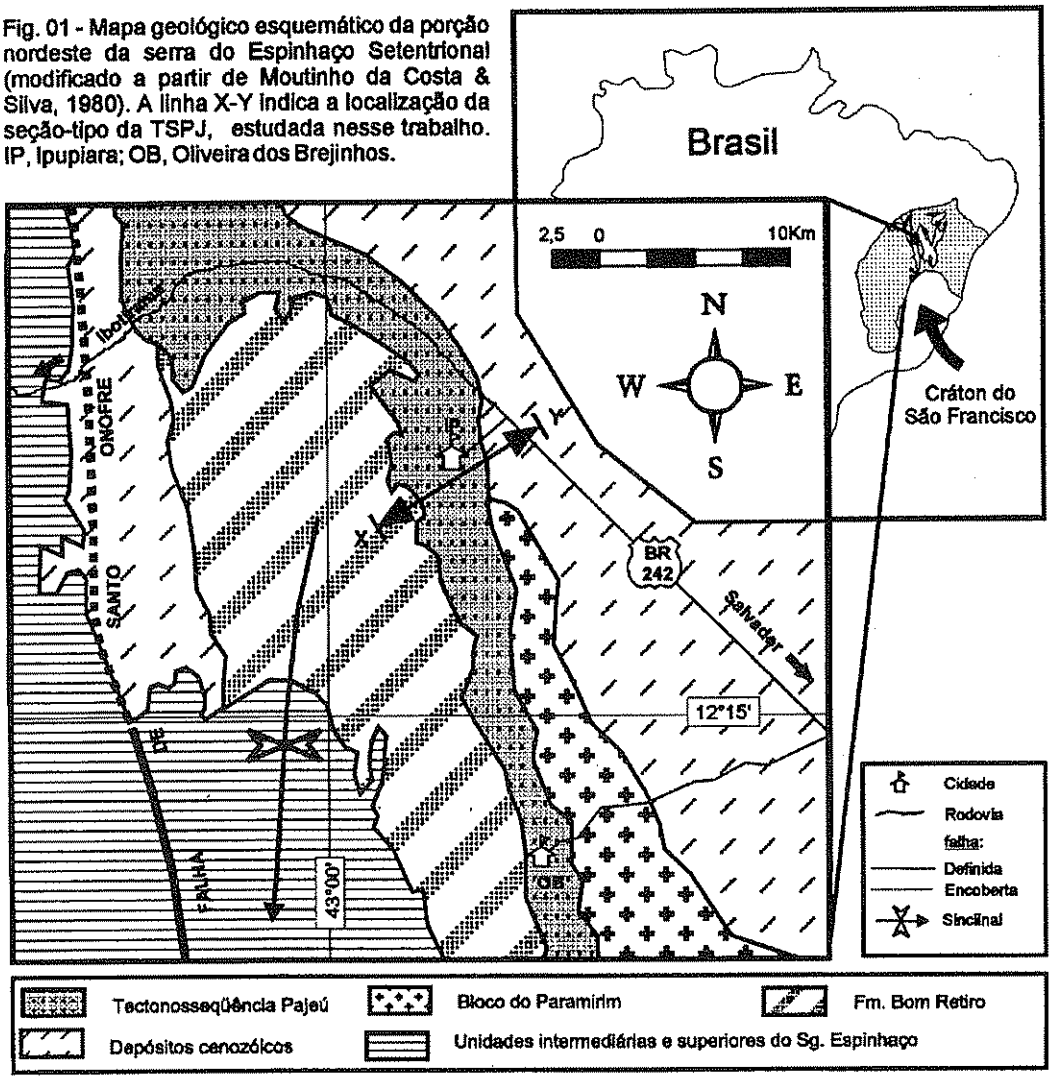
DOMINGUEZ, J. M. L. 1996. As coberturas plataformais do Proterozóico médio e superior. In: BARBOSA, J. F. S. & DOMINGUEZ, J. M. *Geologia da Bahia, texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo, Salvador.* Salvador, Sec. Ind., Com e Min./SGRM. p. 105-125.

MOUTINHO DA COSTA, L. A. & SILVA, W. G. da. 1980. *Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico.* Rio de Janeiro, TRISERVICE, convênio DNPM/CPRM. 21v., v.1. (Relatório Final).

SCHOBBENHAUS, C. 1972. *Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da serra do Espinhaço* - Bahia Central. Nota explicativa do mapa geológico 1:250.000. Recife, SUDENE/DRN/Div. Geol. 91p. (Série Geologia Regional 19).

SCHOBBENHAUS, C. 1993. *O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste:* uma revisão. Freiburg. 166p. (Dissertação de Doutorado, Universidade de Freiburg).

Fig. 01 - Mapa geológico esquemático da porção nordeste da serra do Espinhaço Setentrional (modificado a partir de Moutinho da Costa & Silva, 1980). A linha X-Y indica a localização da seção-tipo da TSPJ, estudada nesse trabalho. IP, Ipupiara; OB, Oliveira dos Brejinhos.



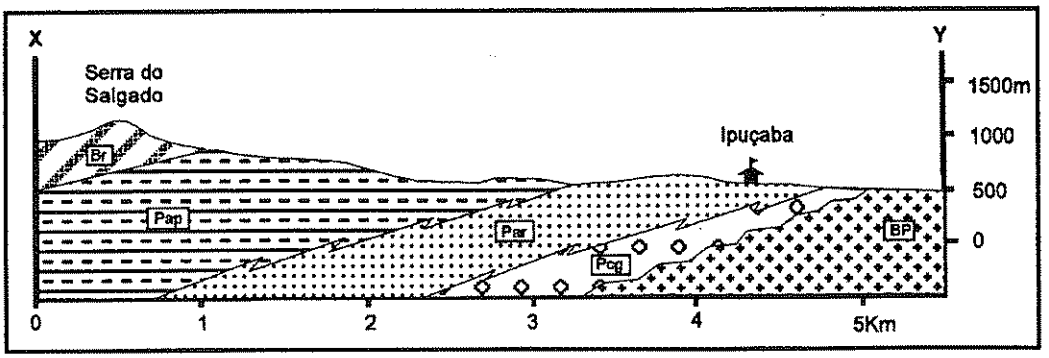


Fig. 02 - Seção-tipo da tectonosseqüência Pajeú, reconstruindo espessuras superiores a 2.300m (perfil X-Y da figura 01). BP, Bloco do Paramirim; Pcg, sucessão basal (sistemas de leques aluviais); Par, sucessão intermediária (fluvial do tipo *braided*); Pap, sucessão superior (lacustre); Br, Fm. Bom Retiro (eólico).

OS DIAMICTITOS DA FORMAÇÃO MONTALVÂNIA (FORMAÇÃO JEQUITAÍ ?) NA REGIÃO DE MONTALVÂNIA(MG): CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS E RELAÇÕES DE CONTATO

LIMA, SIRLENE ANTÔNIA DE ABREU; CASTRO, PAULO DE TARSO AMORIM
DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

A Formação Montalvânia (FM), definida por Brandalise *et al.* (1980) na região do furo 1-PSB-13-MG, é representada por 70m de diamictitos assentados sobre pelo menos 690m de arenitos.

A sucessão de rochas diamictíticas analisadas se baseia em um testemunho de sondagem com amostragem contínua (furo 1-PSB-13-MG), realizado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na região de Montalvânia, norte de Minas Gerais. Cabe ressaltar que nas proximidades desta, encontram-se mais dois poços perfurados.

Associações de rochas carbonáticas e rochas glaciogênicas como até então definidas e relatadas para o Grupo Bambuí são comuns na literatura mundial, datando do Proterozóico Superior. No entanto, comumente são descritas passagens abruptas entre essas unidades, o que não ocorre na região.

Neste trabalho descreve-se as características sedimentológicas dos diamictitos presentes na região de Montalvânia(MG) e suas relações de contato com as unidades sotoposta e sobreposta.

GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Bambuí (GB) é representado na região estudada (Abreu Lima 1997), da base para o topo, por: arenitos e diamictitos (FM), calcários rítmicos com estruturas de tempestade (Fm. Sete Lagoas-FSL), margas e siltitos (Fm. Serra de Santa Helena), calcários oolíticos (Fm. Lagoa do Jacaré) e margas e folhelhos (Fm. Serra da Saudade). Nas proximidades de Montalvânia (regiões dos furos 1-PSB-14-MG e 1-PSB-15-MG), as rochas do GB ocorrem diretamente sobre regolitos de rochas do embasamento, não aparecendo o intervalo diamictítico (Abreu Lima 1997).

A FM conforme definida no Projeto Sondagem Bambuí (Brandalise *et al.* 1980) é constituída pela Fácies Arenosa (arenito silicificado ou ortoquartzito) e pela Fácies Conglomerado Riacho da Escura (diamictitos). Dardenne (1981) correlaciona a fácies conglomerática à Formação Jequitaí (FJ). A FJ foi interpretada por Derby (1880) como a expressão de uma glaciação em escala continental no Proterozóico Superior, e que marca a base do GB na região de Jequitaí(MG). Inda *et al.* (1984) descrevem esta unidade como paraconglomerados constituídos por matriz argilosa esverdeada e por seixos freqüentemente facetados e estriados de quartzitos, calcários, dolomitos, *cherts*, gnaisses, micaxistos, granitos e rochas vulcânicas, bem como, pavimentos estriados. Segundo estes autores, esta unidade repousa discordantemente sobre unidades do Supergrupo Espinhaço. Já o contato de topo dessa unidade com a FSL é descrito por Dardenne & Walde (1979) como concordante, embora não descartem a possibilidade da existência de um hiato entre essas unidades, marcado por mudança brusca de ambiente glacial para ambientes de águas mais quentes propícios à sedimentação carbonática.

CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DOS DIAMICTITOS DO TESTEMUNHO 1-PSB-13-MG DA REGIÃO DE MONTALVÂNIA

As rochas testemunhadas abaixo dos calcários na região em apreço são constituídas por cerca de 76m de espessura de diamictitos de matriz arenosa, de granulometria fina a média, de cor esverdeada, e seixos de variados tamanhos, graus de arredondamento e composição. Da base para o topo tem-se a seguinte sucessão: 1) 2m de rocha de granulometria areia média, cor clara, com alguns níveis silicificados, fragmentos de quartzo e feldspato intercalados a níveis argilosos, de cor esverdeada. Ainda estão presentes, laminações cruzadas e convolutas. Este intervalo é capeado por uma camada centimétrica de argilito; 2) Segue-se 62m de diamictito de granulometria areia média, cor cinza esverdeada, predominando seixos de 1 a 3cm de diâmetro, podendo atingir até 9cm. Os seixos e clastos encontram-se dispersos na matriz, apresentando-se arredondados, angulosos a subangulosos. Intraclastos argilosos com piritas são comuns na base, bem como lâminas de material argiloso dispersas no intervalo; 3) Próximo ao topo do intervalo diamictítico, nota-se uma relativa diminuição dos seixos e grânulos, porém ainda distribuídos aleatoriamente na matriz arenosa de cor verde e com formas e tamanhos variados; 4) Deste intervalo até o topo (+ 6m), tem-se um intervalo síltico de 1m e outro de 0,5m, laminado, coloração cinza esverdeada, intercalado em camadas de diamictitos constituídas por seixos de até 3cm de diâmetro, subarredondados; 5) Os 6m acima marcam a passagem dos diamictitos para os calcários da FSL, abaixo descrito.

RELAÇÕES DE CONTATO COM UNIDADES DA BASE E DO TOPO

As relações de contato entre os diamictitos e a unidade sobreposta (FSL) que é constituída por calcários ora calcíticos ora dolomíticos sempre foram objeto de controvérsia, uma vez que, a literatura descreve contatos discordantes entre estes dois tipos de unidades, embora não ignorem a possibilidade de um contato gradativo.

O estudo detalhado dos diamictitos na região de Montalvânia demostrou que seu contato inferior com rochas quartzo-areníticas de granulometria areia e cor esbranquiçada tidas como Fácies Arenosa (Brandalise *et al.* 1980), é marcado por uma passagem abrupta entre essas unidades. Já o contato superior dos diamictitos com as rochas da FSL é claramente transicional. Nota-se um intervalo de 6m na porção superior dos diamictitos, onde ocorre uma rocha de granulometria areia fina apresentando laminações cruzadas e níveis argilosos laminados em associação com calhaus (diâmetro ao redor de 10cm) e grânulos dispersos na matriz. Tem-se uma alternância de diamictitos e argilitos que passam gradativamente a folhelhos, folhelhos margosos e, por fim, a calcilutitos parcialmente dolomitizados iniciando a sedimentação "Sete Lagoas".

ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DOS DIAMICTITOS DA FORMAÇÃO MONTALVÂNIA

Algumas características das rochas do furo 1-PSB-13-MG podem ser utilizadas na interpretação de seu processo de deposição: ◆ laminações convolutas indicam deformação de sedimentos pouco consolidados; ◆ intraclastos argilosos preservados não são comuns em depósitos glaciogênicos; ◆ lâminas de argila significam interrupções do processo de sedimentação; ◆ alternância entre siltitos e diamictitos implica na diminuição no aporte de material clástico no meio; ◆ passagem gradacional entre diamictitos estratificados, arenitos finos, argilitos e folhelhos margosos reflete mudanças no processo de transporte com a alternância de correntes trativas geradoras de laminações cruzadas e deposição de argilitos e folhelhos margosos formados por precipitação.

A partir das características acima delineadas e da ausência de elementos que indicam uma origem glaciogênica, como p. ex., seixos pingados deformando as laminações, pavimentos estriados etc, pode-se sugerir que fluxos de detritos foram os principais responsáveis pela deposição dos diamictitos em um baixo topográfico (calha) na região. Esta interpretação é corroborada pela ausência desses depósitos quer nos poços vizinhos quer em regiões em que afloram calcários assentados diretamente sobre rochas do embasamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU LIMA, S.A. 1997. *Fácies, ambiente deposicional e aspectos diagenéticos das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas na região norte de Minas Gerais, Bacia do São Francisco.* Ouro Preto, 121p. (Tese de mestrado DEGEO/EM/UFOP).

BRANDALISE *et al.* 1979. Projeto Sondagem Bambuí em Minas Gerais. CPRM/DNPM. Relatório Final.

DARDENNE, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. *In*: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SBG/BA. p.140-157.

DARDENNE, M.A. & WALDE, D.H.G. 1979. A estratigrafia do Bambuí no Brasil Central. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1. *Boletim...* Diamantina, SBG/MG. v. 1, p. 43-53.

DERBY, O.A. 1880. Reconhecimento geológico do Vale do Rio São Francisco. *Rel. Comm. Hidrog. do São Francisco.* Rio de Janeiro, 241p. Anexo.

INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.E.; AZEVEDO BRANCO, P.C. de; RAMALHO, R. 1984. O Cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. *In*: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, C.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (eds.). *Geologia do Brasil.* Brasília, DNPM. p. 193-303.

ALUVIÃO DIAMANTÍFERO DE MARIA NUNES-ALTO/MÉDIO RIO JEQUITINHONHA-MG.; LAVRA DO CAPIM-AÇU

NEVES, JÚLIO CÉSAR P. & GUERRA, WILSON JOSÉ
DEGEO/EM/UFOP

A lavra do Capim-Açu localiza-se no rio Jequitinhonha, próxima ao distrito de Maria Nunes, distante 45 Km a noroeste do município de Diamantina-MG (fig. 1). O presente estudo foi realizado em seis catas que se encontravam em atividade, perfazendo uma área aproximada de 9.600 metros quadrados. A primeira frente de trabalho nesta lavra se deu na margem direita do rio através de dragagem por sucção.

Os dados utilizados referem-se a primeira etapa de campo da dissertação de mestrado a ser defendida na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Deste modo, o presente texto tem como objetivo apresentar informações preliminares sobre a característica deste aluvião.

Os aluviões da região do alto rio Jequitinhonha são de pequenas dimensões devido ao seu condicionamento a vales apertados, necessitando o desvio do leito através de canais laterais para a exploração do diamante. Já em seu curso médio (a partir de Mendanha) os vales são abertos e o gradiente mais suave permitindo a formação de grandes depósitos aluvionares (*flats*), explorados através de dragas de alcatruzes. A mineralização dos aluviões atuais é relacionada aos afluentes diamantíferos que cortam a Formação Sopa-Brumadinho, sendo que a confluência destes influencia o teor e principalmente o tamanho dos diamantes das jazidas. Conforme Dupont (1991), o aluvião varia de 200 metros nas áreas acanaladas a 2.500 metros nos flats.

Segundo Chaves & Uhlein (1991), o depósito-tipo do médio curso do Rio Jequitinhonha é composto estratigraficamente da base para o topo por um *bed rock* irregular, sobreposto por uma camada potencialmente econômica composta de um ou dois níveis de cascalho com 4 metros de espessura média. Finalmente tem-se uma camada de cobertura arenosa, estéril, com cerca de 8 metros de espessura. O nível de cascalho superior, denominado de *uru* pelos garimpeiros, pode ou não ser mineralizado. É pouco rolado, apresenta canga associada e escassos minerais pesados. Já o cascalho inferior é mineralizado, sendo rico em minerais pesados e composto por seixos bem arredondados. Segundo Dupont (op. cit), o capeamento relaciona-se a fácies fluvial meandrante, enquanto que a deposição do cascalho estaria associada a uma fácies fluvial anastomosada.

Na região de Maria Nunes o rio Jequitinhonha não ocorre mais acanalado, porém a largura e espessura dos depósitos são muito menores em relação aos que ocorrem rio abaixo (*flats*). O vale do rio na área estudada atinge cerca de 250 metros de largura.

O aluvião preenche toda a cava do rio, sendo por isso necessário desvia-lo de seu leito para a exploração. O depósito é composto por uma cobertura estéril areno-argilosa (capeamento) com espessuras variando de 3 a 8 metros sobreposta a um nível de cascalho (camada econômica) com 0,5 metros de espessura média e composição variável, podendo alcançar 3,5 metros. Em algumas catas pode ser observada uma camada de 2 a 5 cm de canga, podendo atingir espessura métrica, relacionada a superfície de reativação. O *bed rock* é formado por quartzito de cor branca ou cinza, granulometria fina a média e superfície irregular.

Nas seis catas pesquisadas ocorrem três tipos de depósitos da camada econômica (fig 2). O primeiro e mais comum na região(cata 1), apresenta o cascalho disposto sub-horizontalmente com espessura de 3,5 metros, cor amarelo-avermelhado contendo na superfícies dos seixos argilo minerais denominados de *goma* pelos garimpeiros. Os seixos, sub-arredondados a arredondados, ocorrem em diversos tamanhos, principalmente entre 5 a 6 cm. Ocorre ainda matacões, sub-arredondados, de tamanho entre 30 a 40 cm, podendo alcançar até 1 metro. Estes seixos e matacões são compostos principalmente por quartzito, quartzo e secundáriamente por rocha vulcânica. Os minerais pesados acompanhantes mais frequentes são gohetita, cianita, turmalina e sillimanita, ocorrendo também rutilo, zircão e opacos. Os minerais magnéticos presentes são hematita, magnetita e ilmenita.

O segundo tipo de depósito (catas 2, 3 e 4) é caracterizado por uma camada de cascalho de cor amarelo-avermelhada, bastante litificada, apresentando espessura de até 1,5 metros. Nas porções superiores da camada predominam seixos de até 10 cm de diâmetro, sub-arredondados a arredondados, compostos por quartzitos e quartzo, envoltos por uma matriz arenosa, sotoposto a um horizonte de 1 a 3 cm de canga. Abaixo da canga tem-se uma camada de seixos com tamanhos entre 5 e 7 cm, bem arredondados, de composição principalmente quartzosa, e outros quartzíticos, sub-arredondados a sub-angulosos de tamanho entre 30 a 50 cm. Nota-se ainda a presença de alguns seixos de composição vulcânica a maioria entre 20 e 30 cm e sub-arredondados. Finalmente na base do depósito ocorre um cascalho fino e tamanho homogêneo (seixos em torno de 5 cm), sub-arredondado, de mesma coposição do cascalho superior, porém acompanhando os canais formados no *bed rock*. Os minerais pesados mais abundantes presentes são gohetita, turmalina, cianita e opacos.

O terceiro tipo de depósito (catas 5 e 6) é relacionado à uma depressão do *bed-rock* que varia de 4 a 13 metros de profundidade. A camada econômica é formada por um cascalho de cor branca, bem arredondado, tendo como matriz areia grossa e

grânulos, apresentando seixos com tamanho de até 10 cm. Estes são compostos por quartzo leitosos, quartzito branco e cinza, quartzo hialino e vulcânica. Este cascalho forma uma camada em torno de 50 a 70 cm de espessura na base do depósito, porém na maior parte comporta-se como matriz de um depósito desorganizado formado por matacões e blocos de quartzito branco, sub-angulosos a sub-arredondados, a maioria com 0,5 a 1 metro de diâmetro, podendo alcançar 4 metros. A quantidade de minerais pesados é muito pequena em relação aos demais tipos de depósitos, sendo que gohetita, turmalina, cianita e zircão são os mais frequentes. Dentre os minerais magnéticos há amplo predomínio de magnetita.

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Com base nos dados coletados e informação verbal sobre a produção e teores destas catas, podemos considerar preliminarmente para esta lavra que: a) existência de uma relação entre alto teor em ouro e a ocorrência de canga e abundância de seixos de quartzo, como comprovado nas catas 3, 4 e principalmente na 2, onde os teores em ouro foram bastante elevados; b) depósitos como o das catas 5 e 6 podem ser relacionados à formação de *traps*, proporcionando altos teores em diamantes. A cata 6 apresentou concentração muito superior a média esperada para a região, sendo apurado em um único *sluice* (bica) até 100 ct; c) o cascalho relacionado a *trap* formando depressão no *bed rock*, como observado nas catas 5 e 6 são extremamente pobres em minerais pesados; d) o termo minerais satélites não se adequa a área e sim minerais pesados acompanhantes, como proposto por Weska et al. (1984) para a bacia do Alto Paraguai, visto que não ocorrem minerais de filiação kimberlítica ou lamproítica; e) a relação entre o peso do concentrado de minerais pesados e o diamante é extremamente variável, não podendo ser utilizada diretamente. Contudo, análise em separado da cianita e da turmalina deverá ser objeto de estudo, podendo apresentar melhor correlação com o diamante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHAVES, M.L.S.C. & UHLEIN, A. 1991 - Depósitos Diamantíferos da Região do Alto/Médio Rio Jequitinhonha, MG: Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. IV-A, p. 117-138, DNPM/CPRM, Brasília.

DUPONT, H 1991 - Jazida Aluvionar de Diamante do Rio Jequitinhonha em Minas Gerais: Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. IV-A, p. 139-148.

WESKA, R.K., PERIN, A.L., FERREIRA, I.A. 1984 - Placers diamantíferos da Bacia do Alto Paraguai-MT - Caracterização geológica como critérios e guias de prospecção, Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro/RJ, p. 3877-3887.

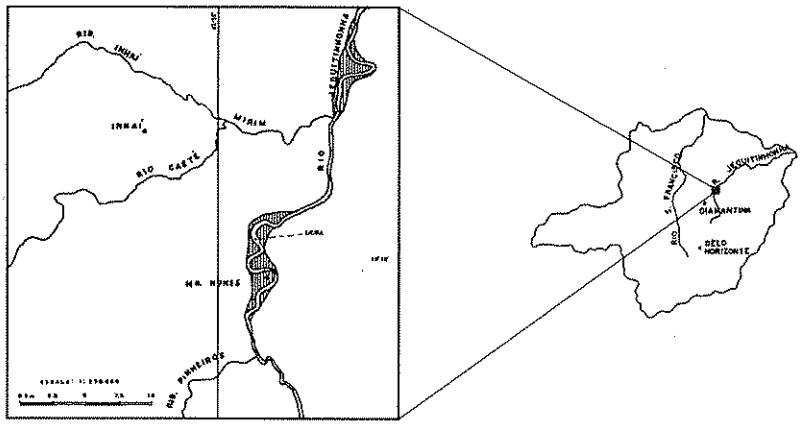


Figura 1 - Localização da área (modificado de Chaves & Ulhein (1991) e Dupont (1991)).

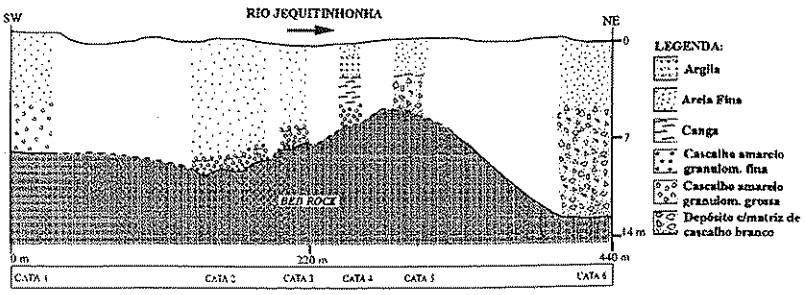


Figura 2 - Perfil esquemático do aluvião pesquisado.

UMA SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, REGIÃO DE MORRO DO CHAPÉU, BAHIA.

BATTILANI[1], GISLAINE AMORÉS I; GOMES[2], NEWTON S. & GUERRA[2], WILSON JOSÉ

[1] *MESTRANDA DEGEO/EM/UFOP*

[2] *DEGEO/EM/UFOP*

INTRODUÇÃO

A Formação Morro do Chapéu constituí o topo do Grupo Chapada Diamantina e tem sua maior área de ocorrência nas regiões próximas à cidade de Morro do Chapéu. A área, embora muito estudada no que diz respeito às questões relacionadas à Sedimentologia, Estratigrafia, Geocronologia e Geologia Econômica, apresenta uma lacuna quanto às questões de Petrologia. Este trabalho, que constitui parte de um trabalho final de Graduação em Geologia, pretende contribuir, embora de forma modesta, para preencher esta lacuna do conhecimento geológico que ainda persiste. Os estudos foram realizados a partir do levantamento de perfis e coleta de amostras visando o estudo petrológico e diagenético da formação a partir da análise de lâminas delgadas ao microscópio, difratometria de raio-X, microscópio eletrônico de varredura (MEV/EDS) e microssonda eletrônica.

GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Chapada Diamantina, datado do Proterozóico Médio, ocupa, estratigra-ficamente, o topo do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina. Segundo Brito Neves & Leal (1968), este grupo é constituído, da base para o topo, pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. O contato basal do grupo Chapada Diamantina, segundo Guimarães & Pedreira (1990), tem caráter transicional sobre o Grupo Paraguaçu, também do Proterozóico Médio. O contato superior do Grupo Chapada Diamantina com o Grupo Una tem caráter discordante, caracterizado por uma lacuna.

ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS E SEDIMENTOLÓGICOS

Os estudos litoestratigráficos elaborados na área permitiram concluir que a Formação Morro do Chapéu é constituída predominantemente por arenitos de granulometria fina a média onde podem ser encontrados níveis intercalados de siltitos e lamitos e, subordinadamente, por arenito conglomerático. As estruturas primárias, bem preservadas, indicam deposição fluvial, seguida de deposição em um ambiente costeiro raso, com pequenas oscilações do nível do mar. A partir da granulometria dos grãos, geometria e disposição das camadas e estruturas primárias preservadas (tais como, estratificações cruzadas acanalada e tabular, laminação plano paralela, marcas onduladas, bimodalidade, estruturas tipo *tidal dundle* e *harring bone*, sinerese, fluidização, entre outras), foi possível identificar e interpretar cinco litofáceis (Battilani, 1996), denominadas, da base para o topo:

a) Litofácies arenito/arenito conglomerático, interpretada como produto de um sistema deposicional fluvial que, localmente, foi retrabalhado pelo vento.

b) Litofácies arenito fino a médio, pouco argiloso formando corpos sigmoidais, interpretada como tendo sido depositada em ambiente dominado por marés.

c) Litofácies siltito-argilito/arenito muito fino interlaminados, interpretada como tendo sido depositada em ambiente de inter-maré.

d) Litofácies arenitos finos/lamitos interestratificados. Interpretou-se esta litofácies como sendo representativa de um ambiente de planície de maré.

e) Litofácies arenito sigmoidal fluidizado, interpretada como sendo representativa de uma deposição em ambiente deltáico.

PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos permitiram classificar os arenitos da Formação Morro do Chapéu em quartzo arenitos e subordinadamente, quartzo arenito conglomerático. As rochas apresentam elevado índice ZTR, altas maturidades mineralógica e textural, e inversão textural gerada pela presença de argila por infiltração mecânica. O arcabouço é sustentado por grãos que exibem predominantemente contatos do tipo flutuante e puntual, imprimindo ao empacotamento um caráter do tipo frouxo. A porosidade observada é de natureza secundária, originada principalmente pela dissolução de grãos. A composição mineralógica das rochas é constituída principalmente por cristais de quartzo monocristalinos e, subordinadamente, policristalinos. O teor de quartzo somado ao de *chert* ultrapassa 90% da composição mineralógica das rochas. Podem estar presentes, ainda fragmentos de rochas sedimentares, raros cristais de feldspato (teor máximo de 4,71%), cristais de mica, argilas de infiltração mecânica (ilita e caulinita), minerais opacos, óxidos de titânio, turmalina e zircão.

DIAGÊNESE

O estudo das seções delgadas, dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, evidenciou uma composição mineralógica pouco distinta para os ambientes fluvial e transicional (do tipo planície de

maré e frente deltáica). Durante a eodiagênese, os litotipos de ambiente transicional foram caracterizados pela cimentação precoce por hematita, enquanto nos litotipos fluviais se processou a infiltração mecânica de argilas.

EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

COMPACTAÇÃO MECÂNICA-A compactação mecânica é responsável pela redução do espaço poroso e da espessura dos sedimentos devido à processos de rotação, fraturamento e deformação plástica de grãos. Devido a alta maturidade mineralógica e a cimentação precoce por quartzo, esta fase diagenética foi pouco intensa nos arenitos estudados.

INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILA-Esta fase, embora ocorra também nos arenitos do sistema transicional, mostra-se muito mais intensa nos arenitos do sistema fluvial, onde pode ser observada na forma de finas películas contornando grãos de quartzo.

CIMENTAÇÃO PRECOCE POR HEMATITA-Nas amostras estudadas, esta fase diagenética é frequente, principalmente nos arenitos do sistema transicional, onde são observadas finas películas de hematita contornando grãos detríticos. Geralmente este cimento se forma em um estágio inicial de soterramento, sob condições oxidantes.

CIMENTAÇÃO POR QUARTZO-Este processo constitui a fase diagenética volumetricamente mais importante sendo responsável pela grande redução da porosidade primária, dos quartzo arenitos. A cimentação ocorre em forma de sobrecrescimento, gerados provavelmente, no início da mesodiagênese, que apresentam formas prismáticas e continuidade ótica com os grãos detríticos.

DIAGÊNESE DO ANTRAXOLITO-O antraxolito é um mineral constituído essencialmente por matéria carbonosa; é uma substância amorfa cuja dureza varia de 2 a 4 e a densidade varia de 1,32-1,51. Na literatura, o antraxolito é descrito como uma fase autigênica que ocorre substituindo grãos detríticos de quartzo e feldspato, cristais de dolomita e, também, disseminado. Sua origem é atribuída a matéria orgânica depositada contempora-neamente aos sedimentos (Dunn & Fisher, 1954, Runnells 1965, Migachev et al. 1971, Morey 1994, entre ouros).

Nas amostras da Formação Morro do Chapéu, foi detectada a ocorrência de um material opaco, de provável origem autigênica, que ocorre apresentando forma romboédrica (semelhante à dolomita), substituindo minerais como quartzo e feldspato e preenchendo poros. Análises ao microscópio eletrônico de varredura (MEV/EDS), indicaram ser esta substância constituída essencialmente por material carbonoso. As pesquisas bibliográficas, somadas à forma de ocorrência do mineral, levaram a inferir que o mineral opaco de origem autigênica presente nas amostras seja o antraxolito.

Apesar de não ter sido constatada a presença de dolomita nas amostras estudadas, o fato do antraxolito não possuir forma definida, ou seja, ser amorfo, aliado à forma romboédrica sob a qual ele ocorre, levam a inferência que o mesmo esteja substituindo cristais de dolomita, previamente formados.

DISSOLUÇÃO POR PRESSÃO-Embora este processo tenha sido identificado nas diferentes litofácies ele é mais intenso nos arenitos fluviais, nos quais foi observado uma maior presença de finas películas de argila em torno dos grãos de quartzo, as quais facilitam o processo de dissolução por pressão ao liberarem elementos químicos, como o potásio, que alteram o pH da água de formação.

POROSIDADE SECUNDÁRIA-Nas amostras estudadas, foi possível observar a presença de porosidade secundária decorrente de dissolução parcial de grãos, dissolução total de grãos (poros móldicos), e porosidade relacionada a fraturas.

AUTIGÊNESE DE ARGILOMINERAIS-Embora pouco expressiva, a presença de argilominerais ocorre apresentando, em lâminas delgadas, feições características de mineral autigênico. Os exames de difratometria de raio-X, indicaram, como os minerais de argila autigênicos a ilita, a caulinita, e subordinadamente pequenas quantidades de ilita/esmectita interestratificadas.

AUTIGÊNESE DE GIPSITA-Esta fase diagenética, ocorre associada à argila autigênica, sob a forma de uma fase incolor, de baixa birrefringência, relevo baixo e habitus prismático, cuja identificação, em função do diminuto tamanho dos cristais, não foi possível através da microscopia convencional. Análises de difratometria de raio-X, entretanto, confirmaram a sua presença.

FASES DIAGENÉTICAS TARDIAS-Foram identificadas como fases diagenéticas tardias a cimentação por óxidos de titânio e pirita, que ocorrem apresentando formas idiomórficas entre os sobrecrescimento de quartzo e preenchendo espaços porosos, além de tumalina autigênica que ocorre na forma de sobrecrescimento. Análises de microssonda dos sobrecrescimento de turmalina revelaram teores mais elevados de Fe e mais baixos de Mg que os dos grãos detríticos.

FASES TELODIAGENÉTICAS-Os efeitos da telodiagênese observados, são pouco expressivos, podendo ser citadas a oxidação de minerais opacos e uma leve caulinização de feldspato.

CONCLUSÕES

Este estudo permitiu classificar os arenitos da Formação Morro do Chapéu em quartzo-arenitos e quartzo-arenitos conglomeráticos, além de revelar a presença do antraxolito como uma fase diagenética ainda não descrita em rochas pré-cambrianas do Brasil. Pode-se também concluir que a evolução diagenética dos arenitos foi fortemente controlada pelo modelo deposicional e pela batimetria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATTILANI, G.A., 1996. *Estudo do sistema deposicional da Formação Morro do Chapéu na Chapada Diamantina, Região de Morro do Chapéu, Bahia.* (Relatório final de Trabalho Geológico DEGEO/EM/UFOP).

BRITO NEVES, B.B. & LEAL, A.S. 1968. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 4. Atas...Recife: SBG.

DUNN, J.R. & FISHER, D.W. 1954. Occurrence, properties and paragenesis of anthraxolite in the Mohawk Valley. *Am. Journ. Sci.* v. **252**. p. 489-501.

GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J. (orgs.). 1990. Utinga Folha SD.24-V-A-II; Estado da Bahia. Texto Explicativo. Brasília: DNPM. 142p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. CPRM/SUREG-SA.

MIGACHEV. I.F.; SAAKYAN, V.M.; USPENSKIY, V.A. & STEPANOV, A.A. 1971. Characteristics of anthracolite (anthraxolite) from Upper Proterozoic rocks. *Lithology and Mineral Resources*. v. **6**, nº 1 p. 101-106.

MOREY, G.B. 1994. Anthraxolite in the Early Proterozoic Biwabik Iron Formation, Mesabi Rage, Northern Minnesota. Report of Investigations - Minnesota Geological Survey. v. 43. p. 39-47.

RUNNELLS, D.D. 1965. Anthraxolite derived from indigenous organic matter in Middle Devonian dolomite, Cosmos Hills, Alaska. *Journ. Sed. Petrology*. v 35. nº **3**. p. 599-603.

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS E CHARNOCKÍTICAS DA PORÇÃO LESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS, BASEADA EM DADOS PETROGRÁFICOS

[1]CARVALHO, JESSICA B.; [2]PEREIRA, LUDMILA M. MOTTA
[1]CPRM - BH
[2]FUNDAÇÃO GORCEIX/CPRM - BH

A porção leste do Estado de Minas Gerais é marcada pela abundância de corpos graníticos e charnockíticos. Tal região tem sido objeto de mapeamento do **PROJETO LESTE - MG** (Pinto et al. 1997). Dois grandes compartimentos geológicos foram identificados na área mapeada na primeira fase deste projeto (Figura 01), informalmente denominados Domínios Ocidental e Oriental. Cada domínio apresenta um conjunto particular de feições metamórficas (Carvalho & Pereira, 1997) e estruturais (Oliveira et al., neste Simpósio). As rochas graníticas aflorantes em cada um deles também apresentam contrastes petrológicos significativos. Este trabalho fornece dados gerais sobre essas rochas, baseados exclusivamente em texturas, estruturas e associações minerais observadas em aproximadamente 1000 lâminas delgadas.

Na porção mais a oeste do Domínio Ocidental (incluindo parte do Núcleo Antigo Retrabalhado de Guanhães), independente da classificação estratigráfica, há franco predomínio de rochas com forte tendência à composição sienogranítica, normalmente com hornblenda, biotita verde-oliva a castanha, e abundante allanita e titanita. A constante presença de minerais cálcicos, somada à coloração da biotita e presença de hornblenda, indica caráter químico metaluminoso do magma, e ambiente oxidante na cristalização (White 1992). Tais feições sugerem que o magma é do tipo I (provenientes de rochas ígneas precursoras). A presença de granada nestas rochas não contradiz o caráter metaluminoso. Segundo White (1992) a granada é rara em magmas do tipo S, e sua ocorrência isolada (sem outros silicatos aluminosos associados) não é indicativa de peraluminosidade. Os granitos dos complexos Basal e Mantiqueira são textural e composicionalmente similares, incluindo os corpos que ocorrem às margens destes complexos, na Figura 01 denominados Açucena, Derribadinha, Brasilândia, Baixa do Bugre e Guarataia. A distinção é dada basicamente pela presença freqüente de estruturas proto- a ultramiloníticas superpostas à trama granítica, no Complexo Mantiqueira.

Na porção mais a leste do Domínio Ocidental, as rochas são representadas principalmente pela Suíte Intrusiva Galiléia ("tonalitos" São Vítor e Galiléia) e apresentam composição monzogranítica a tonalítica. Estas rochas contêm os mesmos indicadores petrográficos que levam à sua interpretação como magmas do tipo I. Entretanto, na região de Pescador (vale do rio Itambacuri) ocorrem sillimanita e muscovita possivelmente primária nos granitos, explicadas como derivadas de contaminação pela encaixante (Grupo Rio Doce).

No Domínio Oriental, e porção norte do Ocidental, as rochas graníticas são francamente peraluminosas, sempre contendo sillimanita e/ou cordierita, além de granada e biotita castanho-avermelhada. Há forte tendência às composições mais potássicas. A coloração da biotita e a ausência de hornblenda sugerem caráter redutor no ambiente de cristalização. Os caráter peraluminoso e redutor indicam derivação do magma a partir de rochas sedimentares (Tipo S). Esta interpretação é corroborada pela forma de ocorrência desses granitos. Apesar de também formarem corpos isolados, normalmente constituem o leucossoma de migmatitos, cujo mesossoma é um kinzigito (metassedimento). Ocasionalmente hercinita está presente como mineral acessório nos granitos, indicando fração molar de H_2O baixa no fluido e temperatura elevada de cristalização (Scaillet et al. 1995). Esses magmas são os únicos candidatos na região que podem ser diretamente correlacionados aos pegmatitos presentes de forma significativa no Domínio Ocidental. Neste caso, os granitos do Domínio Oriental corresponderiam aos equivalentes de profundidade dos líquidos pegmatíticos, os quais apresentam cristalização sob condições de muito menor temperatura e pressão, e elevada fração molar de H_2O no fluido.

O Granito Caladão forma um extenso batólito norte-sul, interposto no limite entre os dois domínios. É uma rocha porfirítica, regionalmente homogênea, com composição monzo a sienogranítica predominante. Normalmente é rica em biotita, hornblenda, allanita e titanita, com rara granada, indicativos de caráter metaluminoso. No interior do batólito, a rocha é diferenciada, na microscopia, exclusivamente pela presença de hiperstênio, passando a charnockito e mantendo as mesmas feições texturais e composicionais do Granito Caladão. O ortopiroxênio ocorre como inclusões globulares em fenocristais de plagioclásio, ou em cristais intersticiais associados a biotita e/ou hornblenda. Estas rochas são consideradas ígneas, sendo a presença de ortopiroxênio interpretada como resíduo de alta temperatura, preservado em função de ascenção muito rápida do batólito. Em situação de ascenção mais lenta é esperado que todo ortopiroxênio, fase suprasolidus de alta temperatura em sistemas graníticos, reaja para biotita (Clemens & Wall 1981). A presença de fenocristais de ortoclásio praticamente isentos de microclinização corrobora esta interpretação. Estas rochas estão individualizadas na Figura 01 como Charnockito Padre Paraíso. De expressão local, o Enderbito Mangalô diferencia-se por ser mais fino, mais rico em plagioclásio, e eventualmente conter hercinita. Da

mesma forma, é interpretado como rocha ígnea, embora sem relação genética com o Charnockito Padre Paraíso.

Estudos da trajetória de metamorfismo regional impressa nas rochas supracrustais da região (vide Carvalho & Pereira, neste Simpósio), amparam a conclusão de ter havido uma rápida exumação/soerguimento do terreno, particularmente mais rápida no Domínio Oriental. A presença de corpos pegmatíticos mineralizados somente no Domínio Ocidental é aqui considerada uma conseqüência de um lapso de pressão entre os dois domínios, na porção oriental aflorando aqueles granitos que corresponderiam às raízes ou fontes dos pegmatitos.

Portanto, os estudos realizados na primeira etapa do **PROJETO LESTE - MG** revelaram dados inéditos das rochas graníticas, contribuindo assim de forma significativa para o melhor conhecimento geológico da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CLEMENS, J. D. & WALL, V. J. 1981. Origin and Crystallization of some Peraluminous (S-Type) Granitic Magmas. *Can. Mineral.*, 19: 111-131

OLIVEIRA, M. J. R. et al. 1997. Integração de Dados Estruturais do Leste Mineiro. (Neste Simpósio).

PINTO, C. P. et al. 1997. Projeto Leste-MG. Relatório Integrado (Etapa 1). Convênio CPRM/SEME/COMIG. Belo Horizonte. (*No Prelo*).

SCAILLET, B. et al. 1995. Experimental Crystallization of Leucogranite Magmas. *J. Petrol.*, **36**: 663-705.

WHITE, A. J. R. 1992. Granite Handbook: description, genesis, some associated ore deposits. Short Course. 37° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 109p.

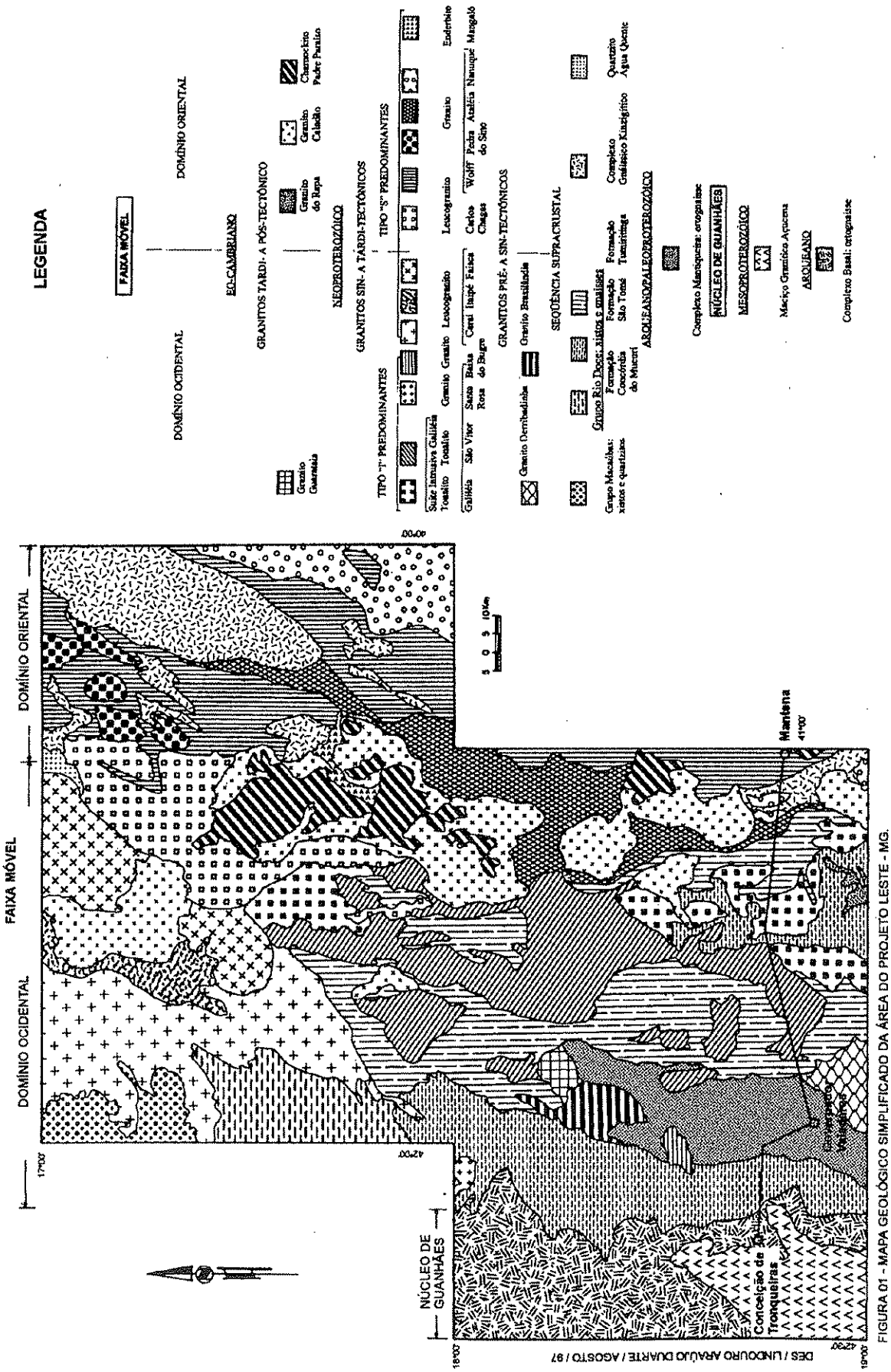


FIGURA 01 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA ÁREA DO PROJETO LESTE - MG.
MODIFICADO DE PINTO et al. (1997)

METAMORFISMO DAS ROCHAS SUPRACRUSTAIS DA PORÇÃO LESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS

[1]CARVALHO, JESSICA B.; [2]PEREIRA, LUDMILA M. MOTTA
[1]CPRM - BH
[2]FUNDAÇÃO GORCEIX/CPRM - BH

Estudos petrográficos permitiram a caracterização de associações minerais significativas nas rochas supracrustais aflorantes na porção leste do Estado de Minas Gerais (vide Mapa Geológico em Carvalho & Pereira, neste Simpósio), inseridas na área mapeada pelo **PROJETO LESTE - MG** (CONVÊNIO **CPRM/SEME/COMIG**). A partir destas associações, uma interpretação das trajetórias do metamorfismo regional presentes nas formações São Tomé, Tumiritinga, Concórdia do Mucuri, Salinas e nos Gnaisses Kinzigíticos, encontra-se discutida neste trabalho.

Inicialmente, ressalta-se a existência de metassedimentos com associação mineral do tipo granada+cordierita+sillimanita+K-feldspato, que marca a transição da fácies anfibolito alto para granulito (Yardley 1989). Tal associação está presente nos kinzigitos da porção oriental da área do projeto, que são intimamente relacionados a granitos peraluminosos na forma de migmatitos flebíticos e estromáticos. O leucossoma corresponde aos granitos e o mesossoma aos kinzigitos. Podem também ocorrer corpos isolados de um ou outro litotipo. A associação mineral em questão é encontrada, também, na porção ocidental, nos xistos e gnaisses aluminosos das formações São Tomé, Tumiritinga, e Concórdia do Mucuri. Estas unidades mostram migmatização heterogênea e principalmente de injeção. Na Formação Salinas, a noroeste da área, ocorre granada±estaurolita±andaluzita±cordierita±K-feldspato, caracterizando metamorfismo da fácies anfibolito de baixo a médio grau (Winkler 1979).

Concentração de muscovita na associação mineral, cuja estabilidade superior é limitada pela cristalização do K-feldspato a 600-700°C para pressões entre 2 e 5kbar, está presente de forma muito significativa nas formações Salinas e São Tomé. É localmente significativa nas formações Tumiritinga e Concórdia do Mucuri, e quase ausente nos Gnaisses Kinzigíticos. Observa-se uma linearidade regional do traçado, abrangendo indiferentemente porções das formações São Tomé e Tumiritinga. Esta zona regional da muscovita coincide, em grande parte, com os campos pegmatíticos mineralizados. A muscovita é claramente neoformada, retrogressão que está associada à própria intrusão dos pegmatitos, correspondendo a hidratação das encaixantes. Tal fato presta-se a estudos detalhados, uma vez que a presença de muscovita na encaixante pode tornar-se um importante guia prospectivo para gemas na região.

Excluindo a muscovita como indicador metamórfico, algumas reações minerais importantes são texturalmente indicadas nas diversas unidades mapeadas e estão sumarizadas a seguir:

(1) estaurolita+muscovita+quartzo↔andaluzita+ biotita+V (Hoschek 1969)
(2) biotita↔sillimanita+quartzo+K-feldspato+ opacos+V (Chinner 1961)
(3) muscovita+quartzo↔K-feldspato+sillimanita+ V (Chatterjee & Johannes 1974)
(4) biotita+sillimanita+quartzo↔K-feldspato+ cordierita+V (Holdaway & Lee 1977)
(5) biotita+sillimanita+quartzo↔granada+ K-feldspato+cordierita+V (Holdaway & Lee 1977).

Percebe-se que, na maioria dos metassedimentos, a sillimanita fibrolítica se forma principalmente às expensas da biotita conforme reação (2), sendo clara a evolução desta reação quando a sillimanita é prismática. Outra evidência para que a reação (2) seja a principal e mais precoce forma de geração da sillimanita, é a presença de K-feldspato poiquiloblástico nas rochas de mais baixo grau metamórfico (neoformado), com menor proporção de cordierita (Formação São Tomé).

Dada a ocorrência local de estaurolita nas formações São Tomé e Salinas, é possível que parte da sillimanita tenha sido gerada mediante as reações estaurolita+quartzo ↔ cordierita+sillimanita+V ou estaurolita+quartzo↔granada+sillimanita+V. Granada de primeira geração (sin- a tardi-foliação e prévia a cristalização da cordierita) e cordierita poderiam estar associadas a estas reações nos xistos das formações São Tomé e Tumiritinga. Costa (1989) e Pedrosa Soares (1995) apontam o mesmo, localmente, na Formação Salinas. Todas estas reações caracterizam o primeiro aparecimento de sillimanita (fibrolita), ou seja, a 1ª isógrada da sillimanita.

O consumo total de muscovita pela reação (3), é mascarado em função das reações de retrogressão/hidratação nas rochas de mais baixo grau. No entanto, nos kinzigitos tal reação claramente ocorreu de forma completa. A provável geração adicional de sillimanita (prismática) caracteriza a 2ª isógrada da sillimanita nestas rochas. Como não se dispõe de evidências diretas desta reação, a isógrada é aqui denominada "muscovita-*out*".

A presença de cordierita e, ocasionalmente, K-feldspato envolvendo os agregados de sillimanita±biotita sugere que a reação (4) foi importante no metamorfismo progressivo. Esta reação é inicialmente caracterizada pela presença de pequenos cristais de cordierita vizinhos aos agregados de sillimanita/biotita. Sua continuidade é evidenciada pela presença de poiquiloblastos de cordierita com inclusões de sillimanita residual, atestando também o consumo preferencial da biotita. As reações (3) e (4) não necessariamente são consecutivas, sendo a ordem dependente do grau de hidratação das rochas. A cordierita pode ser cristalizada anteriormente à formação da sillimanita prismática, atestando a reação (4) como antecessora

da reação (3). A progressão da reação (4) para temperaturas mais elevadas dá origem à granada poiquiloblástica e tardia, mediante a reação (5). Não se dispõe de qualquer feição textural que indique a formação adicional de sillimanita às expensas da quebra da cordierita, como sugere, por exemplo, a reação cordierita↔granada+sillimanita+quartzo.

As associações e reações minerais características da porção ocidental da área mapeada, englobando as formações São Tomé, Tumiritinga e Concórdia do Mucuri indicam que o pico metamórfico preservado teve condições dominantemente da fácies anfibolito médio a muito alto, com regressão no mínimo para a fácies anfibolito baixo. Na Formação Salinas o metamorfismo ocorreu sob condições da fácies anfibolito baixo a alto. A última afirmativa tem como base a presença eventual de fibrolita (Costa 1989 e Pedrosa Soares 1995). Já as rochas do Domínio Oriental, parecem ter sido equilibradas sob condições de transição entre a fácies anfibolito e granulito, com amostras francamente em fácies granulito, como o hercinita-granada-cordierita gnaisse. O limite estimado para a temperatura na porção ocidental é de aproximadamente 550-720°C, limitado pela formação da granada tardia (reação 5), enquanto na porção oriental estaria entre 650-800°C, com limite superior aproximado dado pela inexistência da reação biotita+quartzo↔ ortopiroxênio+K-feldspato.

A limitação máxima da pressão é sugerida: (a) a mais baixa temperatura, pela presença de relictos de cianita na Formação Tumiritinga, estando o terreno como um todo limitado à zona da sillimanita; (b) a mais alta temperatura, pela formação tardia de granada não acompanhada por sillimanita, sugerindo que a cordierita não é um reagente para a formação deste mineral, ou seja, a reação de quebra da cordierita não é verificada. Ao mesmo tempo, a composição da cordierita na porção oriental parece ser magnesiana, dada a presença de Mg-clorita como produto de retrogressão deste mineral. Assim, a pressão máxima será dada pela reação de quebra da Mg-cordierita, em torno de 6-7kbar para Fe/(Fe+Mg) = 0,2.

Os granitos ou leucossomas peraluminosos associados ao melanossoma kinzigítico apresentam várias evidências texturais e composicionais de derivação por fusão parcial dos metassedimentos. Ao mesmo tempo, ocorrem metassedimentos com associações minerais similares, porém sem líquidos parciais associados. Inicialmente, este fato sugere que o terreno não era homogeneamente hidratado, ou que algumas porções sofreram desidratação pela remoção dos líquidos graníticos. A presença importante de hercinita nos líquidos francamente peraluminosos indica, mesmo nas porções mais hidratadas, que a fração molar de água era relativamente baixa.

Com base no acima exposto, para uma curva geotérmica compatível com colisão continental, tem-se o intervalo máximo de pressão a 5-6,5kbar sob temperatura de 530-790°C, e o intervalo mínimo de 4,5-5,5kbar para temperatura de 530-760°C, para a área como um todo. Estes intervalos são compatíveis com o pico de metamorfismo sugerido por Costa (1989) para áreas mais a norte da região mapeada. O lapso de temperatura entre os domínios ocidental e oriental deve ser da ordem de 60-80°C ou 0,5-1kbar, a porção oriental sob temperaturas mais elevadas.

Uma taxa de soerguimento muito elevada é sugerida para as rochas da porção oriental uma vez que: (a) as texturas de pico metamórfico estão bem preservadas; (b) há franco domínio de ortoclásio sobre a microclina; (c) há coronas simplectíticas de cordierita-quartzo e auréolas de plagioclásio sobre granada, indicando suave reabsorção deste mineral. Tais feições são indicativas do rápido congelamento do sistema, sugerindo um caminho de despressurização isotérmica para este terreno.

Eventualmente observa-se a cristalização tardia de minerais de alta temperatura, como a cordierita, sugerindo um resfriamento localmente mais lento. É interessante notar que todas as texturas e reações observadas são indicativas da preservação do caminho grau mais baixo → grau mais alto, com o de retorno apenas localmente significativo e claramente relacionado à hidratação provocada pela intrusão dos pegmatitos. Isto sugere que a crosta na região, como um todo, sofreu rápida exumação, porém havendo um lapso entre os dois domínios de pelo menos 1,5-3km de profundidade. Tal lapso deve corresponder ao rejeito vertical mínimo da falha que separa estes domínios.

O sistema metamórfico parece ter sido congelado antes da intrusão dos pegmatitos, uma vez que é clara a sua correlação com a zona regional da muscovita, ou sua impressão sobre rochas encaixantes com indicações metamórficas de mais alto grau. Esta evidência sugere que o terreno já havia sofrido algum soerguimento quando da intrusão, o que é compatível com a baixa pressão necessária para a mineralização dos pegmatitos. Pode-se ainda especular que a despressurização generalizada da região favoreceu a intrusão destes corpos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHATTERJEE, N. D. CHATTERJEE & JOHANNES. 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$-muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**: 288-303.

CHINNER, G. A. 1961. The Origin of Sillimanite in Glen Clova, Angus, Scotland. *J. Petrol.*, **2**: 312-323.

COSTA, A.G. 1989. Evolução Termo-Barométrica para uma Seqüência de Rochas da Região do Médio Vale do Rio Jequitinhonha, NE do Estado de Minas Gerais. Anais 5º Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais. 1º Simp. Geol. Núcleo Brasília. 1989. SBG, Belo Horizonte, p. 151-155.

HOLDAWAY, M. J. & LEE, S. M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**: 175-198.

HOSCHEK, G 1969. The stability of staurolite and cloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**:208-232.

PEDROSA SOARES A. C. 1995. *Pontencial Aurífero do Vale Araçuaí, MG: História da Exploração, Geologia e Controle Tectono-Metamórfico*. 177 p. Tese de Doutoramento, Universidade de Brasília.

WINKLER, H. G. F. 1977. *Petrogénese das rochas metamórficas*. Porto Alegre, Edgard Blücher Ltda., 254 p.

YARDLEY, B. W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Essex, Longman, 248p.

DEPÓSITOS DE QUARTZO DA REGIÃO DE BATATAL (DIAMANTINA, MG)

CHAVES[1], MARIO LUIZ DE SÁ C.; KARFUNKEL[1], JOACHIM; QUEMÉNÉUR[2], JOËL; ADDAD[3], JOÃO

[1] *IGC/MUSEU DE HISTÓRIA NATURAL//UFMG*

[2] *IG/CPMTC/UFMG*

[3] *DEGEO/EM/UFOP*

INTRODUÇÃO

A região de Batatal (Diamantina, MG) é desde longa data conhecida como uma das maiores produtoras de quartzo hialino da Serra do Espinhaço Meridional. O pequeno povoado de Batatal situa-se a cerca de 30 km a oeste da sede do município de Diamantina, centralizando uma área onde a quase totalidade de sua população se dedica à exploração do mineral. Os principais depósitos de quartzo desta área foram estudados, tendo como objetivos a definição do controle geológico dos veios, assim como caracterizar a distribuição do mineral para depósitos mais novos, eluvio-coluvionares, normalmente não abrangidos em estudos deste tipo.

Na região afloram principalmente seqüências geológicas atribuídas à porção superior do Supergrupo Espinhaço (Grupo Conselheiro Mata). Descrições regionalizadas da estratigrafia destas seqüências são encontradas em Dossin *et al.* (1990), entre outros. Constituem alternâncias de pacotes metareníticos com rochas metapelíticas, definindo as formações Galho do Miguel (quartzitos), Santa Rita (metapelitos), Córrego dos Borges (quartzitos), Córrego da Bandeira (metapelitos), Córrego Pereira (quartzitos) e Rio Pardo Grande (metapelitos), da base para o topo. O quartzo, em veios e depósitos secundários (eluvio-coluvionares), ocorre em todas as formações citadas (Fig.1).

DESCRIÇÃO DOS DEPÓSITOS

Os veios de quartzo possuem dimensões principalmente centimétricas a decimétricas, porém alcançando em alguns casos até mais que 10 m de espessura. O comprimento dos veios em média é de alguns metros, ainda que os mais espessos possam alcançar dezenas de metros ao longo de uma mesma direção. Em geral os veios de menor porte são maciços, constituídos essencialmente de quartzo leitoso, não cristalizado. Nos veios com espessura em torno de 10 cm ou algo maior, observa-se por vezes uma cristalização tênue do quartzo, muitas vezes com o mineral ainda permanecendo translúcido ou mesmo opaco (quartzo 'arenoso'). Apenas os veios mais potentes apresentam o quartzo perfeitamente hialino, ocorrendo em drusas preenchendo cavidades centrais desde elípticas até achatadas, acompanhando em ambos os casos a direção geral do veio.

O outro tipo de depósito de quartzo que ocorre na região é constituído por cascalheiras coluvionares (conhecidas como "gorgulhos" pelos garimpeiros), também largamente exploradas. Nas bordas serranas, normalmente a garimpagem ocorre de início em depósitos deste tipo até a parte eluvial do veio fonte ser encontrada e, finalmente, no próprio veio ('dente-de-cão'). A espessura dos colúvios varia entre alguns poucos centímetros até cerca de 40-60 cm. Nestes depósitos os cristais de quartzo ('pirulitos') já se encontram soltos misturados com areia e alguma laterita, facilitando a sua lavra.

Mineralogicamente o quartzo de Batatal é muito apreciado por colecionadores, em virtude de apresentar diversas peculiaridades. Cristais excepcionalmente compridos, ou do tipo *laser* são freqüentes, atingindo muitas vezes mais que 30 cm no eixo "*c*". Quando este tamanho é avantajado, os cristais soltam da drusa durante o processo de lavra. Outro aspecto comum, é a existência de cristais do tipo *phantom*, ou 'barracados", onde se observam diferentes fases de crescimento paralelas no interior dos cristais. Na década de 1950, lavrou-se também na região o quartzo citrino e o morion (Lavra das Cruzetas), estando o depósito atualmente abandonado. Localmente, o quartzo ocorre associado a pirofilita e rutilo. As inclusões são muito raras, ao contrário de outras áreas produtoras da Serra do Espinhaço, onde cristais inclusos de anatásio, rutilo, clorita e hematita são comuns. Entretanto, em veios cortando a Formação Rio Pardo Grande, na qual a ocorrência de rochas carbonáticas é freqüente (p. ex., Lavra do Albani), observam-se inclusões de dolomita perfeitamente cristalizada, em indivíduos que podem atingir até 0,5 cm de comprimento.

Os veios de quartzo são fortemente controlados pala estruturação regional. Entre os mais possantes, a maioria preferencia as zonas de contato dos quartzitos com as rochas metapelíticas (direcionadas N-S), ou seja, as linhas divisórias entre as diversas formações (Fig. 1), fato este que torna-se um guia prospectivo para os garimpeiros. Muitas vezes este contato é tectônico, onde os quartzitos empurrados sobre os metapelitos apresentam mergulhos fortes (60-80°) para leste, concordando com a xistosidade principal do Supergrupo Espinhaço na região (Uhlein *et al.* 1986). Outros veios podem ser relacionados com zonas de fraqueza de menor porte, como sistemas de diáclases de diferentes direções. Mais raros, ocorrem ainda veios centimétricos cortando a rocha de maneira irregular. A gênese dos veios em geral, parece estar ligada a soluções hidrotermais de temperaturas superiores a 360°C, conforme indicado pela associação do quartzo com pirofilita nos metapelitos (Tröger 1969, p.496).

DADOS ECONÔMICOS

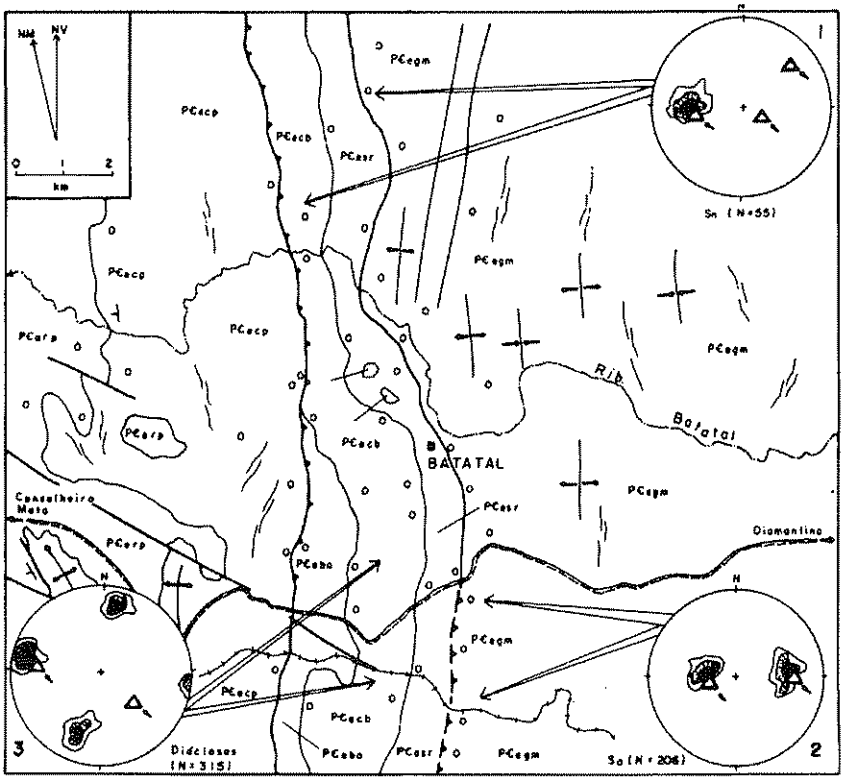
O quartzo explorado na região de Batatal possui três finalidades principais, as quais apresentam valores comerciais distintos. O quartzo leitoso, maciço, é vendido para a fundição industrial (Várzea da Palma) onde se obtem o silício metálico, tendo como preço médio local U$ 10/ton. O quartzo em lascas, utilizado na indústria óptica, é classificado em: segunda qualidade (U$ 0,30/kg), qualidade mista (U$ 0,80/kg) e primeira qualidade (U$ 2,00/kg), sendo esta última de pouco interesse no comércio atual, pois os garimpeiros preferem vender tal material para a indústria da lapidação. O quartzo hialino, mais valioso, é vendido em lotes (peso desconsiderado) com preços extremamente variáveis em função de sua qualidade, em geral por algumas centenas de dólares, sendo comercializado para a indústria de lapidação (bolas, pirâmides e outras peças de uso no exoterismo), ou é utilizado *in natura* como peças de coleção (monocristais e drusas). Ainda com relação ao quartzo hialino, os compradores são comerciantes de Diamantina e de Belo Horizonte, os quais posteriormente selecionam os cristais em categorias homogêneas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M. & CHAVES, M.L.S.C. (1990) - Compartimentação estratigráfica doSupergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Rev .Bras. Geoc.*, 20(1-4):178-186.

TRÖGER, W.E. (1969) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* E. Schweizer-bart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822p.

UHLEIN, A., DOSSIN, I.A. & CHAVES, M.L.S.C. (1986) - Contribuição à geologia estrutural das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional. In: XXXIV Congr. Bras. de Geol., *Anais*, vol. 3, p.1191-1203, Goiânia.



SUPERGRUPO ESPINHAÇO

PCerp - Fm. Rio Pardo Grande
PCecp - Fm. Córrego Pereiro
PCebo - Fm. Córrego Bandeira
PCecb - Fm. Córrego dos Borges
PCesr - Fm. Santa Rita
PCegm - Fm. Galho do Miguel
o Garimpo de Quartzo

Contato geológico
Acamamento / xistosidade
Falha / de empurrão
Anticlinal / Sinclinal
Alinhamento estrutural
Estrada
Ferrovia (desativada)

Fig. 1: Mapa geológico simplificado da região de Batatal (Diamantina, MG). Colaboração parcial de estagiários de geologia da UFOP, UFMT, UFRGS e UFPA, no Centro de Geologia Eschwege. Os círculos de 1 a 3 representam projeções estereográficas de polos e suas relações com os veios de quartzo (Δ=veio de quartzo).

CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E GEOQUÍMICA DO GRUPO DOM SILVÉRIO NO SEU LOCAL TIPO, REGIÃO DE DOM SILVÉRIO, MG

[1]DÜRKOP, CARSTEN; LINDER, BERND; JORDT-EVANGELISTA, HANNA
[1]INSTITUTO DE GEOLOGIA, UNIVERSIDADE DE BONN, ALEMANHA
[2]DEPARTAMENTO ESTADUAL DE GEOLOGIA, KREFELD, ALEMANHA
[3]DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

O Grupo Dom Silvério (GDS), em Minas Gerais, é constituído por rochas metassedimentares associadas a metaígneas, que se concentram numa faixa de cerca de 150km de comprimento e poucos quilômetros de largura, encravada no embasamento pré-cambriano. Esta faixa extende-se de Ipatinga, a NNE, até Senador Firmino, a SSW. A área mapeada (Dürkop, 1994; Linder, 1994) abrange a região de maior largura (~ 6km) e variação litológica da faixa Dom Silvério, situando-se entre as localidades de Dom Silvério, a oeste, Sem Peixe, a leste, Cônego João Pio, ao norte e Rio Doce, ao sul. Esta área pode ser considerada como o local tipo de ocorrência do GDS. Há divergências quanto ao posicionamento estratigráfico e a idade das rochas deste grupo. O GDS foi primeiramente mencionado por Abreu (1973), que o correlaciona ao Supergrupo Rio das Velhas, arqueano. Machado Filho *et al.* (1983) e Jordt-Evangelista (1992) descrevem o GDS como sendo uma unidade vulcanossedimentar do tipo *greenstone belt* e também o consideram como arqueano. Segundo Almeida & Litwinski (1984) o GDS constitui resto de unidades metassedimentares proterozóicas encravadas num Complexo Gnaisse Migmatítico. Datações Sm-Nd (granada e rocha total) num xisto Dom Silvério localizado 12km a oeste de Ponte Nova, resultaram em idades de 549Ma (Brueckner *et al.*, em preparação), o que indica que o evento tectonometamórfico gerador desta rocha é de idade brasiliana. Idades T_{chur} = 2111Ma e $T_{depleted}$ = 2269Ma deste mesmo xisto (Brueckner *et al.*, em preparação) sugerem que o protólito é transamazônico.

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES

As rochas do GDS ao sul do Rio do Carmo são principalmente metapelitos, enquanto que ao norte predominam quartzitos. A transição entre estas litologias é gradual, o que indica que o contato não é tectônico mas sim condicionado por variações no ambiente de sedimentação.

Na área mapeada o GDS foi subdividido em duas unidades em função de características petrológicas e geomorfológicas distintas (Dürkop, 1994; Linder, 1994). A unidade mais antiga (GDS II) constitui uma serra de quartzitos com orientação NNE-SSW. Estes quartzitos são bastante variados, predominando um tipo sacaróide e quase puro. Quartzito ferruginoso ocorre principalmente na região norte da área estudada. Quartzito com mica branca e/ou feldspatos aparece subordinado. A unidade mais jovem (GDS I) é composta principalmente por uma alternância de quartzito rico em mica branca, gnaisse e mica xisto. Subordinadamente aparecem rocha manganesífera do tipo gondito *l.s.*, que constitui o protominério de Mn da região, rocha calciossilicática, mármore, talco tremolita xisto, anfibólio fels e anfibolito. Os gnaisses desta unidade são heterogêneos, ocorrendo tipos moscovíticos, biotíticos ou biotita-anfibolíticos. Os mica xistos comumente portam cianita e/ou granada e, às vezes também estaurolita (Jordt-Evangelista & Roeser, 1988). As paragêneses minerais indicam um metamorfismo na fácies anfibolito. Cálculos geotermobarométricos baseados nos pares minerais granada - biotita e granada - plagioclásio (-Al_2SiO_5 - quartzo) resultaram em temperaturas de 569 ± 34°C, para uma pressão de 5,3 ± 0,3kbar.

Os quartzitos ferruginosos, cujos teores de ferro chegam a até 40% em peso, correspondem quimicamente aos BIF do Quadrilátero Ferrífero. Eles possivelmente são os responsáveis pela forte anomalia magnética na região. O mármore caracteriza-se por conter calcita, dolomita, Mg-clorita e olivina, a qual pode estar parcialmente alterada em humita. Cálculos geotermométricos baseados na composição química de calcita e dolomita coexistentes neste mármore resultaram numa temperatura de cerca de 560°C. Rochas calciossilicáticas constituem camadas de espessura milimétrica até centimétrica nos quartzitos. São constituídos principalmente por diopsídio, carbonato e anfibólio. O protominério de Mn do tipo Lafaiete ocorre maciço ou bandado. A origem do tipo bandado é provavelmente sedimentar-hidrotermal e o tipo maciço poderia representar os veios por onde ascenderam as soluções hidrotermais. Posteriormente tais rochas foram metamorfizadas, formando-se diversas associações dos minerais espessartita, rodonita, quartzo, tefroita, Mn-cummingtonita, Ca-rodocrosita, pirofanita, grafita e mica branca. Por intemperismo formou-se posteriormente o minério de Mn lavrado no Distrito de Saúde (Jordt-Evangelista *et al.*, 1990) constituído de óxidos e hidróxidos de Mn.

A interpretação do ambiente de sedimentação do GDS é problemática. No entanto, a grande heterogeneidade das rochas metassedimentares, a enorme variação de dados geoquímicos, bem como estruturas sedimentares preservadas, tais como estratificação cruzada, indicam um ambiente de sedimentação muito diferenciado do tipo marinho raso.

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ÍGNEAS E METAÍGNEAS

Nas unidades metassedimentares do GDS estão encaixados vários tipos de magmatitos, tais como diabásios, pegmatitos, anfibolitos, metaultramafitos e

corpos granulíticos. Os diabásios são os mais jovens e ocorrem em diques de largura centimétrica até 10m (Jordt-Evangelista & Cotta, 1995). Eles não apresentam metamorfismo e portam plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, opacos, biotita, apatita e clorita. Em diagramas discriminantes os diabásios caem no campo de basaltos toleíticos de ambiente intraplaca. Os pegmatitos estão fortemente intemperizados, exceto um dique junto ao Rio Doce. O dique corta os gnaisses encaixantes de modo discordante e tem uma largura máxima de 30cm. Possui turmalina preta de até 5cm de comprimento, quartzo, feldspato e mica branca. Subordinadamente aparecem granadas de quase 1cm de diâmetro. Verifica-se um fraco zonamento do dique, sendo que turmalina e mica concentram-se majoritariamente na porção central. Os metadiabásios distinguem-se dos diabásios pela granulação mais grossa, cor mais escura e uma incipiente textura orientada. Eles são compostos por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, granada rica em almandina e quartzo. Minerais acessórios são biotita, titanita, opaco, apatita e clorita. A paragênese mineral metamórfica indica um metamorfismo de fácies anfibolito. Como estes metadiabásios cortam discordantemente as rochas do GDS, porém foram submetidos ao mesmo evento metamórfico de fácies anfibolito, interpreta-se que este magmatismo foi posterior à sedimentação dos protólitos do GDS, porém anterior ao metamorfismo regional.

Na porção nordeste da área mapeada ocorre um corpo de rocha metaultramáfica com um diâmetro de cerca de 20 metros. A rocha porta talco, actinolita, clorita, antofilita e dolomita. Segundo Roeser *et al.* (1987) esteatitos são ortoderivadas se possuírem elevados teores de Cr e Ni, pois estes elementos concentram-se em magmatitos muito básicos. No caso da metaultramáfica mapeada, os teores de Cr (1035ppm) e Ni (889ppm) muito elevados indicam um protólito magmático ultrabásico.

Os anfibolitos aparecem sob a forma de horizontes concordantes nos gnaisses. Os contatos abruptos com a encaixante indicam uma ortoderivação para estas rochas, tendo sido o protólito caracterizado quimicamente como do tipo basáltico toleítico. O anfibolito é composto de anfibólio, plagioclásio, quartzo e pelos acessórios epidoto, titanita, zircão, apatita e opacos. O anfibólio, que foi identificado como hornblenda, perfaz até 80% em volume da rocha.

Na área estudada ocorrem ainda corpos de rochas granulíticas, dos quais o de maior porte é denominado Charnoquito Pedra Dourada (Jordt-Evangelista, 1996). Este corpo é composto de rochas félsicas pertencentes às séries charnoquito-enderbito e granito-tonalito, que são intrusivas em rochas máficas do tipo piribolito, também de fácies granulito. As rochas félsicas mostram texturas magmáticas reliquiares que contrastam com as metamórficas dos piribolitos. Todo o conjunto foi posteriormente submetido a um evento tectonometamórfico de grau mais baixo, que localmente acarretou milonitização e transformações mineralógicas de caráter retrógrado. Este evento foi interpretado como o mesmo que acarretou o metamorfismo do GDS, isto é, de idade brasiliana. Os dados de campo complementados pelas características mineralógicas, texturais e químicas sugerem uma origem por fusão parcial de crosta continental profunda sob as condições anidras da fácies granulito, sendo que o magma félsico cristalizou em rochas das séries charnoquítica e granítica e os piribolitos são provavelmente restitos (Jordt-Evangelista, 1996).

Resumindo, a interpretação das idades relativas das rochas magmáticas associadas ao GDS foi baseada nas relações de contato entre as unidades litológicas e no tipo de metamorfismo. Desta forma conclui-se que os magmatitos mais antigos são os orto-anfibolitos encaixados de modo concordante nas rochas metassedimentares do GDS. Seguem os esteatitos e metadiabásios, que cortam discordantemente as rochas do GDS, mas que foram submetidos às mesmas condições metamórficas. Os magmatitos mais jovens são os diabásios e pegmatitos não metamorfizados. Mais difícil é interpretar a idade relativa do maciço granulítico. A deformação e o metamorfismo de rochas do maciço mostram, porém, que elas foram submetidas ao evento tectono-metamórfico do ciclo Brasiliano e que são, portanto, mais antigas do que este.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, S.F. 1973 *Recursos Minerais do Brasil.* Vol. 2, Edgar Blücher, São Paulo, 754p.

ALMEIDA, F.F.M. & LITWINSKI, N. 1984 Província Mantiqueira, Setor Setentrional. In: *Almeida, F.F.M. & HASUI, Y.: O Pré-Cambriano do Brasil*, p.282-307, Edgar Blücher, SP.

DÜRKOP, C. 1994 Geologische Feldkartierung und petrologisch-petrographisch-geochemische Untersuchungen an Gesteinen der "Dom Silvério Gruppe" in Minas Gerais, Brasilien. Trabalho de Graduação, Geologisches Institut, Universität Bonn, Alemanha. 134p., inédito.

JORDT-EVANGELISTA, H. 1992 Grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: Petrografia, metamorfismo, geoquímica e gelogia econômica. *REM*: **45** (1 e 2): 140-142.

JORDT-EVANGELISTA, H. 1996 Igneous charnockites in the southeastern transition zone between the São Francisco Craton and the Costeiro Mobile Belt, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **26**(2): 93-102.

JORDT-EVANGELISTA, H., COTTA, Z.C. 1995 Diabásios do Alto Rio Doce, MG. Anais 8°. Simp. Geol. Minas Gerais, SBG Núcleo Minas Gerais, Bol. 13: 70-71. Diamantina.

JORDT-EVANGELISTA, H.; ROESER, H. 1988 Contribuição à petrologia do Grupo Dom Silvério, Sudeste de Minas Gerais. Anais do 35°. Cong. Bras. Geol., SBG, Belém, V.3, 1183-1192.

JORDT-EVANGELISTA, H.; ROESER, H.; CARMO, V.E.F. DO 1990 Sobre o manganês no Distrito de Saúde e suas rochas encaixantes (Grupo Dom Silvério), Minas Gerais. *REM*: **43** (4) 36-43.

LINDER, B. 1994 Geologische Feldkartierung und petrologisch-petrographisch-geochemische Untersuchungen an Gesteinen der "Dom Silvério Gruppe" in Minas Gerais, Brasilien. Trabalho de Graduação, Geologisches Institut, Universität Bonn, Alemanha. 118p., inédito.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A. DOS; BARROS PALMEIRA, R.C. DE; LIMA PIRES, J.; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F. 1989 Levantamento de Recursos Minerais. In: *Brasil.* Ministério dasMinas e Energia. Projeto RADAMBRASIL, Folhas SF. 23/24, Rio de Janeiro/Vitória, p. 27-304. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

ROESER, H.; ROESER, U.; SCHULZ-DOBRICK, B. & TOBSCHALL, H.J. 1987 Pedra sabão - uma rocha metassomática. Anais do 4° Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Bol. 7, p. 286-311, Belo Horizonte.

COMPARAÇÃO E IMPLICAÇÕES NO ESTUDO DOS ÍNDICES DE MATURIDADE SEDIMENTAR $SiO_2/(SiO_2+AL_2O_3)$ E SiO_2 APLICADO NAS METAGRAUVACAS E METAPELITOS DO GRUPO NOVA LIMA DA REGIÃO DE SÃO BARTOLOMEU, MINAS GERAIS

GOLIA[1], ALEXANDRE; CARNEIRO[2], MAURÍCIO ANTÔNIO
[1]*DOUTORANDO DEGEO/EM/UFOP*
[2] *DEGEO/EM/UFOP*

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo discutir a validade do índice de correlação química representado pelo SiO_2 em contraposição ao índice de maturidade química $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$, a partir do estudo dos metassedimentos detríticos da porção superior do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) que ocorrem na região de São Bartolomeu em Minas Gerais. Estes sedimentos são, principalmente, grauvacas e pelitos, metamorfizados na fácies xisto verde e anfibolito, dos quais oito amostras de cada tipo de metassedimento foram analisadas por Espectrometria de Plasma (ICP). Petrograficamente as metagrauvacas são constituídas por quartzo, feldspato (geralmente maclados) e fragmentos de rocha félsica (grauvaca feldspática), com uma matriz recristalizada, composta por biotita, clorita, quartzo e feldspato. Estudo dos clastos de metaconglomerados associados às metagrauvacas e, também do padrão geoquímico da última (Tab. 1), mostra que área fonte destes sedimentos é de natureza, predominantemente, dacítica-tonalítica com uma componente vulcânica máfica subordinada (Golia *et al.* 1996; Golia 1997). Os metapelitos, por sua vez, são constituídos por biotita, clorita, quartzo, feldspato, granada e, eventualmente, estaurolita. A constituição geoquímica destes sedimentos (Tab. 1) revelou uma mistura de diferentes componentes da área fonte, representadas por komatiíto, basalto, dacito e granito rico em potássio (Golia 1997).

DISCUSSÃO

De maneira geral, da mesma forma que no estudo geoquímico das rochas ígneas, grande parte da literatura geoquímica, pertinente ao estudo dos sedimentos detríticos, utiliza a sílica (SiO_2) como uma das variáveis principais para correlação em diagramas bivariantes com as demais abundâncias dos elementos químicos dos sedimentos. Correlacionando a variação de SiO_2 com a variação dos demais elementos químicos dos sedimentos detríticos, a sílica envolvida se encontra em toda parte do arcabouço do sedimento, ou seja, na fração detrítica (em quartzo, feldspato, fragmento de rocha) e na matriz (principalmente em minerais micáceos). Desta forma, quando estudamos o comportamento da variação dos elementos químicos dos sedimentos com a variação da abundância de SiO_2, teoricamente, não há uma resposta do comportamento dos elementos químicos se, na matriz, adsorvido ou não em minerais de argila, ou na fração detrítica mais grossa. Para solucionar esta deficiência quando se utiliza a correlação da variação dos elementos químicos, pode ser empregado um outro índice de correlação dado pela razão: $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$. Neste índice, designado de *Índice de Maturidade Química* (IMAQ) por Pettijohn *et al.* (1987), o Al_2O_3, e parte de SiO_2, representam a contribuição de argilo-minerais da matriz dos sedimentos detríticos, ou seus equivalentes metamórficos e, o restante de SiO_2, representa o quartzo detrítico. Utilizando-se destes índices em separado, obteve-se os seguintes resultados: 1°) ***TiO_2 x SiO_2 e TiO_2 x $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$*** - De maneira geral a abundância de TiO_2 nas metagrauvacas e metapelitos analisados, aumenta, respectivamente, com a diminuição do IMAQ e de SiO_2 (Fig. 1a,b). Ou seja, a abundância de TiO_2 cresce com o aumento da carga pelítica que possui, por sua vez, uma maior contribuição de uma área fonte de natureza vulcânica máfica (Golia, 1997). O padrão de comportamento do TiO_2 quando correlacionado a ambos os índices SiO_2 e IMAQ não apresenta diferença significativa. Tanto as metagrauvacas como os metapelitos possuem correlação negativa com SiO_2 e IMAQ; 2°.) ***Na_2O x SiO_2 e Na_2O x $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$***- A abundância de Na_2O é duplicada dos metapelitos para as metagrauvacas, que possuem valores mais elevados de IMAQ (Fig. 1c,d). Isto se deve a uma maior quantidade de detritos feldspáticos nas metagrauvacas, ou a uma área fonte, dominantemente, dacítica e tonalítica para as metagrauvacas (Golia 1997). No caso dos metassedimentos estudados a maturidade aumenta com o aumento de grãos quimicamente instáveis, ao contrário do que comumente ocorre nos sedimentos. A alta abundância de Na_2O nas metagrauvacas também pode ser uma função de efeitos diagenéticos causadores de albitização dos feldspatos. Quando analisamos separadamente metagrauvacas e metapelitos nos diagramas de correlação química, nota-se uma fraca correlação negativa de Na_2O com SiO_2 e o IMAQ nas metagrauvacas. Isto porque as duas amostras, com maior valor do IMAQ, representam grauvacas associadas à metarenitos impuros, mais ricos em quartzo, pobres em feldspato e matriz mais escassa; 3°.) ***Zr x SiO_2 e Zr x $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$*** - O elemento-traço Zr, por ter afinidade félsica, apresenta, nas metagrauvacas, uma correlação negativa com SiO_2 e IMAQ (Fig. 1e,f). Tal correlação é mais acentuada com o IMAQ. Para os metapelitos a variação de Zr com os dois índices

exibe dois tipos de comportamento: algumas amostras caracterizam um *trend* de correlação positiva, outras, de correlação negativa. Isto porque, os metapelitos possuem também uma componente de área-fonte de natureza félsica, com a presença de zircões na porção detrítica mais grossa; 4°.) ***La x SiO_2 e La x $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$*** - Correlacionado, tanto com SiO_2 quanto com IMAQ, o La exibe uma correlação diversa nos dois tipos de sedimentos: negativa nas metagrauvacas e positiva nos metapelitos (Fig. 1g,h). Algumas amostras de metapelito possuem valores de La mais elevados que as metagrauvacas. Dados de modelagem de área-fonte (Golia 1997) mostram uma pequena participação de uma fonte granítica rica em K, na composição destas rochas, o que justificaria a alta abundância deste elemento nos metapelitos; 5°.) ***Cr x SiO_2 e Cr x $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$*** - Como era de se esperar, o elemento-traço Cr, quando correlacionado com SiO_2 e IMAQ, possui padrão semelhante ao TiO_2. O Cr, das metagrauvacas e dos metapelitos, exibe uma correlação negativa com SiO_2 e IMAQ (Fig. 1i,j). Neste caso, o Cr estaria presente na forma adsorvida em minerais de argila uma vez que este elemento possui uma forte correlação positiva com MgO e Fe_2O_3 (Golia 1997). Do exposto, podemos concluir que, independentemente do índice utilizado (SiO_2 ou $SiO_2/SiO_2+Al_2O_3$) na correlação da variação da abundância dos elementos químicos das metagrauvacas e metapelitos, a resposta, ou o padrão do comportamento dos elementos químicos é a mesma para os dois índices utilizados, independente do tipo de metassedimento investigado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOLIA, A.; CARNEIRO, M.A. & OLIVEIRA, C.G. 1996. Metaconglomerados do Grupo Nova Lima, na região de São Bartolomeu, Quadrilátero Ferrífero: natureza, área-fonte e implicações tectônicas. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 36 Salvador 1996, *Anais...* Salvador, SBG/...v.2, p. 16-19.

GOLIA, A. 1997. *Petrografia e geoquímica dos metassedimentos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas na região de São Bartolomeu: modelagem de área-fonte, proveniência e ambiente tectônico.* 141 p. (Dissertação de Mestrado, Ouro Preto, UFOP).

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1987. *Sand and Sandstone.* 2ed. New York, Springer-Verlag. 553p.

Tabela 1 - Média de análises químicas de rocha total de óxidos de elementos maiores (wt%) e elementos-traço (ppm) de oito amostras de metagrauvaca e oito de metapelito.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr	Sr	Zr	Th	La	Yb
Metagrauvaca	70,1	0,43	13,3	4,3	2,6	1,8	3,2	1,8	257	532	151	8	17	0,5
Metapelito	61,8	0,64	15,3	8,1	5,7	1,1	1,8	2,3	692	133	129	7	17	1,1

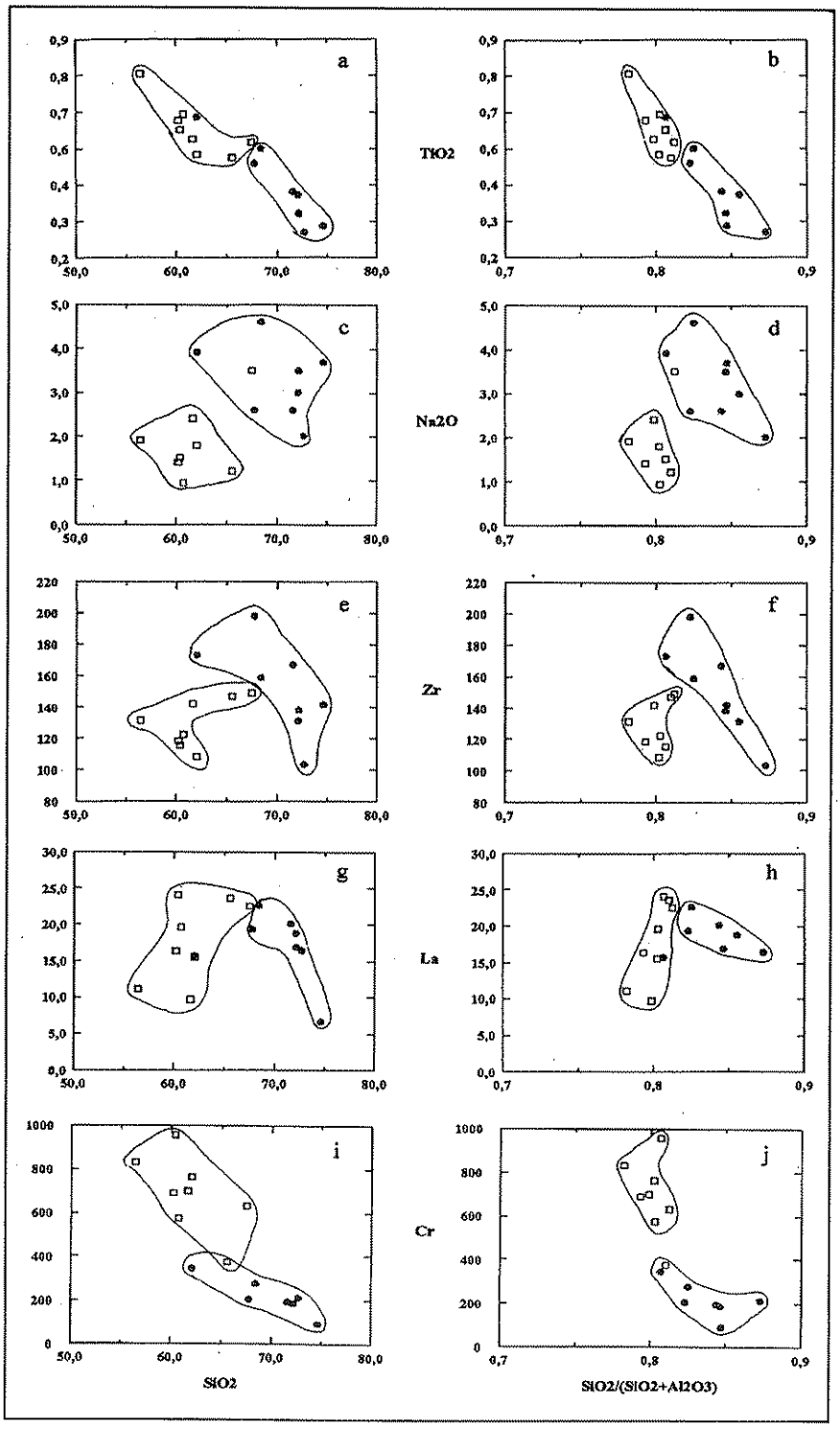


Figura 1 - Diagramas de correlação entre elementos maiores (wt%) e elementos-traço (ppm) com SiO_2 e $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3)$ de metagrauvacas (círculo cheio) e metapelito (quadrado vazio) do Grupo Nova Lima.

O MACIÇO SIENÍTICO DE PIRANGA, MINAS GERAIS

JORDT-EVANGELISTA, HANNA; PERES, GUILHERME GRAVINA
DEGEO/EM/UFOP

LOCALIZAÇÃO

O maciço sienítico de Piranga, situado a 10km NE da cidade de Piranga, borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, compõe-se de sienitos, quartzo sienitos e gnaisses sieníticos, recortados por diques de aplitos de composição granítica (fig.1). Afloramentos destas rochas encontram-se distribuídos numa área compreendida entre a localidade de Cunhas, ao sul, até próximo de Diogo de Vasconcelos, cerca de 15km para o norte.

PETROGRAFIA

O sienito indeformado é porfirítico e porta fenocristais euédricos de álcali-feldspato com até 3cm de eixo maior, cujo hábito tabular é tipicamente magmático. Nos interstícios entre estes fenocristais ocorrem agregados de minerais máficos. Em lâmina delgada os fenocristais de ortoclásio apresentam ocasionais maclas de Carlsbad, são pertíticos a mesopertíticos e portam molduras de agregados granoblásticos finos de albita. Na matriz encontra-se microclina e albita granoblásticas, quartzo e agregados de minerais máficos. Os minerais máficos são: clinopiroxênio granular anédrico, de cor verde clara e que comumente apresenta uma substituição parcial por anfibólio; anfibólio com forte pleocroísmo em tons de verde azulado - azul - amarelado; biotita verde acastanhada; titanita, apatita, allanita, minerais opacos, carbonato e zircão, que são minerais acessórios. A composição modal aproximada do sienito indeformado é: álcali-feldspato (fenocristais + matriz) 80-90% em volume, quartzo até 10% e máficos 10-20%. Nota-se que localmente o sienito torna-se melanocrático, com teores de minerais máficos que chegam a cerca de 70% em volume.

O maciço pode apresentar-se gnaissificado em decorrência de um processo deformacional que acarretou: i) a recristalização dos fenocristais de ortoclásio em agregados granoblásticos, de fina granulação, constituídos por microclina e albita; ii) a formação de um bandamento mineralógico composto por camadas félsicas e máficas de espessura milimétrica e variavelmente dobradas; iii) a geração de uma foliação metamórfica decorrente da orientação preferencial planar de biotita e anfibólio. Localmente, as rochas também foram metamorfizadas de modo incipiente, formando-se epidoto às custas do clinopiroxênio, franjas de anfibólio quase incolor em torno do anfibólio azulado e clorita na biotita.

Os diques aplíticos, que atingem alguns metros de largura (fig.1), são constituídos de rocha leucocrática equigranular fina, de composição essencialmente quartzo-feldspática. No contato com o sienito observa-se ocoasionalmente fluorita em diminutos cristais arroxeados. Em lâmina delgada a textura é granoblástica. O mineral predominante é a microclina (cerca de 50% em volume). Albita (20%) nem sempre apresenta maclas polissintéticas, o que dificulta a estimativa do seu teor, pois confunde-se com quartzo. O quartzo compõe em torno de 25% em volume da rocha. Os minerais máficos, que são os mesmos que ocorrem no sienito (clinopiroxênio, anfibólio, biotita, titanita, apatita, zircão, alanita, opacos e carbonato) são escassos, perfazendo cerca de 5% em volume.

GEOQUÍMICA

Na fig. 2 análises químicas de amostras do Sienito Piranga, dos aplitos que o cortam e do vizinho Trondjemito Ribeirão Pinheirinho foram plotadas no diagrama TAS (total de álcalis x sílica) de Le Maitre (1989), objetivando a caracterização química das rochas estudadas. Ressalta-se que a utilização do diagrama TAS, de rochas vulcânicas, neste trabalho, o qual versa sobre rochas intrusivas, tem uma conotação meramamente química e deve-se ao fato de Le Maitre (1989) não ter publicado este diagrama para rochas plutônicas. Os sienitos, quartzo sienitos e gnaisses sieníticos (círculos cheios) concentram-se no campo dos traquitos/traquiandesitos. Como o teor de quartzo normativo destas rochas é inferior a 20, elas são quimicamente equivalentes a traquitos. Os sienitos máficos (quadrados) mostram dispersão nos campos dos traquiandesitos e traquiandesitos basálticos. Os aplitos (círculos vazios), por sua vez, dispõem-se no campo dos riolitos e são alcalinos, pois caem acima da linha que separa a série alcalina (acima da curva) da série subalcalina ou toleítica (abaixo da curva). A título de comparação foram plotadas, na fig. 2, análises do Trondjemito Ribeirão Pinheirinhos (triângulos), situado em Pinheiros Altos, a cerca de 7 km oeste do maciço sienítico Piranga (Jordt-Evangelista & Peres, 1997). Verifica-se que as análises do trondjemito caem no campo de riolitos subalcalinos, isto é, eles não tem uma filiação alcalina como os aplitos.

A norma CIPW das rochas analisadas mostra que os sienitos são, na sua maioria, quartzo-normativos, com Q variando de 0 a 15% em peso. O tipo de rocha sem quartzo normativo é o sienito indeformado. Este apresenta acmita e olivina na norma e é peralcalino, pois o seu índice de peralcalinidade, calculado como a razão $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, em base molecular (Le Maitre, 1989), é maior do que 1. Os quartzo sienitos, os gnaisses sieníticos e também os aplitos têm um índice um pouco menor do que 1 (~ 0,95), e portanto não chegam a ser peralcalinos *s.s.* O Trondjemito Ribeirão Pinheirinho, por sua vez, tem um índice de peralcalinidade muito menor, de 0,6, o que indica que se trata de um magmatismo diferente, apesar da

proximidade geográfica dos dois maciços. Os aplitos apresentam Q ~ 23% em peso, Or (ortoclásio normativo) bastante alto (~ 40) e Ab (albita normativa) ~ 30. A anortita normativa (An), por sua vez, é muito baixa (~ 2% em peso) nos aplitos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Na região a sudeste do Quadrilátero Ferrífero rochas alcalinas sieníticas não foram até então descritas na literatura. No mapa regional mais recente da área (CPRM, 1991), foi mapeado um pequeno corpo ao sul de Diogo de Vasconcelos como sendo composto de granito alcalino. As amostras daquele corpo coletadas no presente trabalho revelaram que se trata de um sienito a gnaisse sienítico semelhante àquele encontrado nos outros locais mais ao sul (localidade de Cunhas), fazendo parte, portanto, do maciço de Piranga.

Rochas alcalinas supersaturadas sieníticas e graníticas foram descritas na Serra da Mantiqueira por Brandalise *et al.* (1992), destacando-se os Maciços de Matola e de Ubari, que foram posicionados tentativamente no Arqueano por Pedrosa-Soares *et al.* (1994). O Maciço de Ubari localiza-se cerca de 47km sul-sudeste do Maciço de Piranga. Em termos de mineralogia, textura/estrutura e quimismo o Maciço de Piranga apresenta muitas semelhanças com os de Ubari e Matola. Portanto, é provável que o Maciço de Piranga faça parte da Província Alcalina da Mantiqueira de Brandalise *et al.* (1992), que neste caso constituiria um arco extendendo-se para o norte.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Brandalise, L.A., Pinto, C.P., Viana, H.S., Bruno, E.M., Zucchetti, M. 1992 Província Alcalina da Mantiqueira, Serra da Mantiqueira, MG. *REM*: **45**(1): 179-180.

CPRM 1991 Carta Geológica - Folha Rio Espera (SF-23-X-B-IV). Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. DNPM/CPRM-MG. Belo Horizonte, MG.

JORDT-EVANGELISTA, H. & PERES, G.G. 1997 O papel da deformação na geração de um gnaisse ortoderivado. 6º Simp. Nac. Est. Tect.; *Anais...* SBG. p. 200-202. Goiânia, GO.

LE MAITRE, R.W. (editor) 1989 - *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Backwell, Oxford, 193p.

PEDROSA-SOARES, A.C., DARDENNE, M.A., HASUI, Y., CASTRO, F.C.C. DE, CARVALHO, M.V.A. 1994 Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte: COMIG - Companhia Mineradora de MinasGerais.

ROLLINSON, H. 1993 *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, New York, 352p.

Fig. 1: Afloramento do sienito Piranga recortado por diques aplíticos na localidade de Cunhas. Notar martelo (centro esquerdo) como escala.

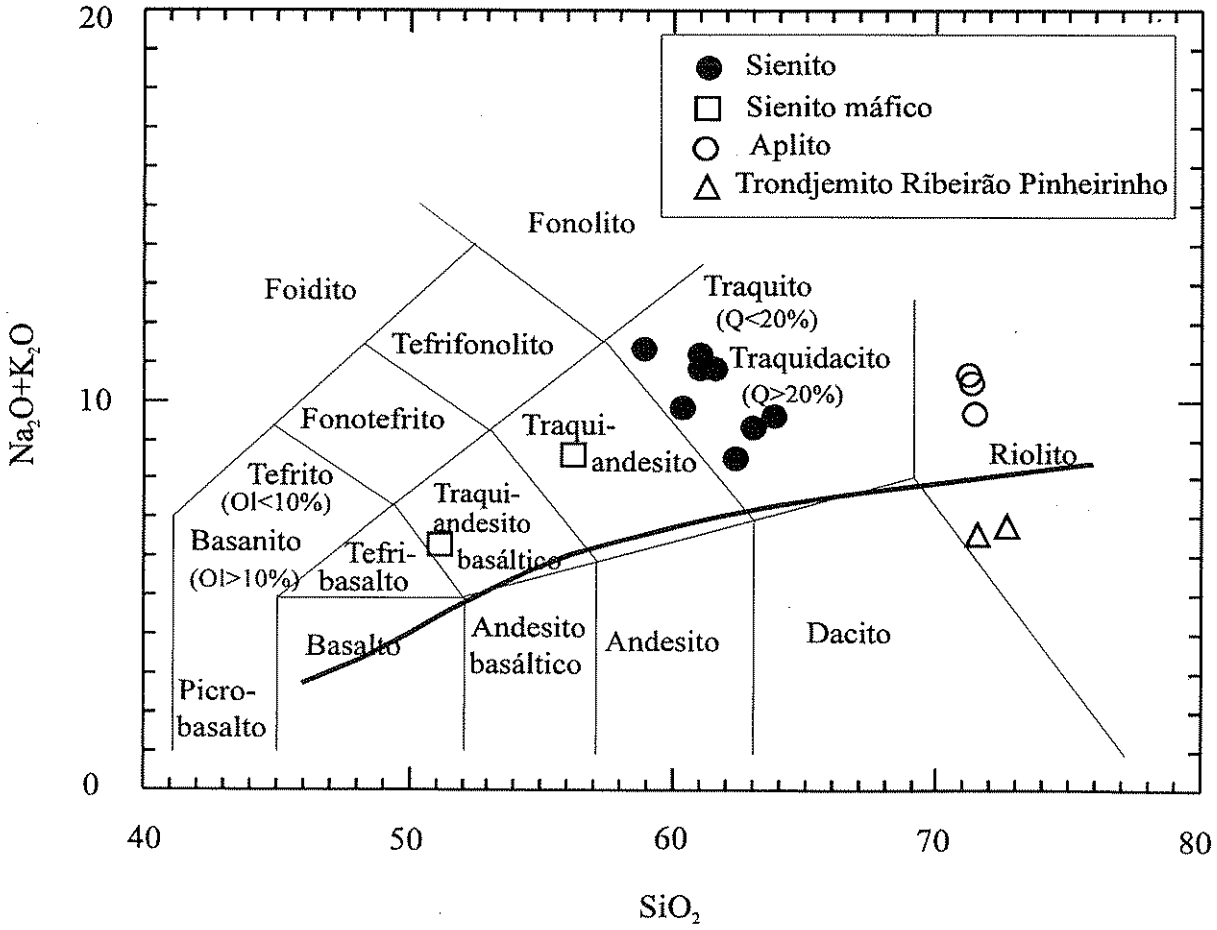


Fig. 2: Diagrama TAS (total de álcalis x sílica) de Le Maitre (1989) para classificação química do Sienito de Piranga, dos aplitos que o cortam e do Trondjemito Ribeirão Pinheirinho (ver discussão no texto). A linha mais grossa, que subdivide as rochas em alcalinas (acima da linha) e subalcalinas/toleíticas (abaixo da linha), é de Kuno (1966, in Rollinson, 1994).

MICROTEXTURAS DE CRISTALIZAÇÃO EM ESTADO MAGMÁTICO E SÓLIDO NOS CHARNOCKITOS DO MAÇICO DE GUAXUPÉ, MG

LACERDA, C. M. M.; CHOUDHURI, A.; NOGUEIRA, J. R. & SILVA, D.
IDG/DMG UNICAMP

INTRODUÇÃO

O comportamento de fases minerais quando sujeitas à deformação pode ser melhor compreendido através do estudo de microtexturas em rochas. Porém, estes estudos em sua maioria se restringem ao entendimento da história deformacional de fases minerais no estado sólido, representada pela deformação plástica ou dúctil. Desta forma, existe na literatura uma grande controvérsia sobre quais critérios seriam mais importantes para a distinção de texturas formadas por fluxo magmático daquelas geradas no estado sólido devido à deformação.

Segundo Hibbard (1987), as texturas comumente observadas em rochas ígneas deformadas podem ter sido formadas durante o processo de cristalização, isto é representam um estágio de deformação anterior à completa cristalização dos minerais. A relação entre tempo de deformação e estado de cristalização pode ser determinada através do estudo de texturas e tramas das rochas. Neste sentido, dois tipos de tramas podem ser observadas. A primeira, *"pre-full crystallization fabric"* é observada onde a deformação ocorre antes que todas as fases minerais tenham se cristalizado; a outra, *"crystal plastic strain fabric"*, ocorre quando houve deformação após a cristalização de todas as fases minerais gerando o alinhamento de cristais através dos mecanismos de deformação dúctil.

Um caminho útil para visualizar a relação entre tensão de deformação e cristalização de minerais é dado pela curva de *Arzi Critical Melt Percentage* (Figura 1). Esta curva indica que a natureza do fluxo, em um sistema contendo uma fase fundida, é função da quantidade de fusão intergranular presente em relação às fases cristalizadas. Portanto, através desta curva, observa-se que quando a fração de fusão aumenta para valores entre 15 e 20 % a viscosidade diminui bruscamente. Acima de 40 % de fusão, a viscosidade tende para a do líquido. A queda da viscosidade no intervalo de 15 a 40% de fundido corresponde ao desmembramento progressivo da estrutura sólida, com fluxo em estado sólido dando lugar a um fluxo por suspensão no qual o líquido carreia partículas isoladas.

Neste trabalho, serão examinadas as texturas de um corpo charnockítico do Maciço de Guaxupé, a partir da descrição de tramas geradas em estado magmático e sólido.

FEIÇÕES TEXTURAIS

A ocorrência de corpos charnockíticos é uma feição típica do Maciço de Guaxupé, localizado no sul do estado de Minas Gerais. Estes litotipos são compostos predominan-temente por mesopertita, quartzo e plagioclásio com níveis ricos em minerais máficos (ortopiroxênio, clinopirôxênio, biotita, hornblenda e minerais opacos) que definem a foliação gnáissica destas rochas.

Petrograficamente, uma feição característica destas rochas é a textura do tipo *flaser*, representada por uma variação na granulação em níveis distintos, muitas vezes de forma anastomosada. Os níveis mais finos são constituídos principalmente por pertita, plagioclásio e quartzo, apresentando contatos poligonalizados resultantes de recristalização. Extinção ondulante nestes minerais evidenciam que a deformação continuou após a recristalização. Os níveis de granulação mais grossa possuem composição mineralógica semelhante e apresentam evidências de duas histórias de formação distintas, uma de origem magmática e a outra associada à deformação plástica.

As tramas geradas por fluxo magmático são caracterizadas pela disposição de fenocristais de pertita e plagioclásio que possuem faces retas ou suavemente curvas e podem ocorrer em agregados (ou níveis) paralelos à disposição de quartzo e as fases máficas, compondo assim a foliação magmática. Estes fenocristais se encontram manteados por cristais menores recristalizados, porém não possuem forma de "*augens*" e as feições de deformação intracristalina limitam-se a extinção ondulante e a geminação mecânica. As exsoluções nos cristais de pertita podem comumente se dispor paralelamente à foliação e possuir formas de "*blebs*", sigmoides e elipses (ver Machado, 1970). Os planos de exsoluções podem ser paralelos às faces do cristal ou estarem dispostos obliquamente em relação a estas, indicando uma componente de cisalhamento intracristalino. Esta componente de deformação intracristalina está também representada por diferentes concentrações de exsoluções sigmoidais nos cristais. Observa-se nas amostras analisadas uma grande quantidade de exsoluções nas bordas das pertitas. Este fato pode estar associado a um aumento da deformação nos limites dos grãos.

Uma outra feição representativa de "*pre-full crystallization fabrics*" é dado por mirmequitas que ocorrem em bordas de cristais de feldspatos subédricos, em zonas de sombra de pressão. Estas são interpretadas como resultado de relocação de líquido residuais tardios e são semelhantes àquelas observadas por Hibbard (1987), geradas no estado magmático em rochas não completamente cristalizadas.

A deformação em estado sólido é caracterizada pela disposição planar de cristais de quartzo alongados ("*ribbons*") que se encontram paralelos aos minerais máficos e à foliação resultante

paralelos aos minerais máficos e à foliação resultante da cristalização em estado magmático. Estes "*ribbons*" exibem extinção ondulante e em bandas, indicando assim que houve deformação após a sua recristalização.

CONCLUSÕES

Em relação ao corpo charnockítico estudado, as microtexturas são interpretadas como resultantes de: a) cristalização de fenocristais definindo uma foliação magmática; e b) recristalização de fases minerais, previamente formadas como resultado de deformação em estado sólido à alta temperatura (fácies granulito). Caso a deformação em estado sólido tivesse ocorrido após a cristalização completa dos fenocristais de feldspato estes teriam adquirido a forma de *augen* (porfiroclastos). A forma subeuédrica destes fenocristais e a ausência de deformação em estado sólido (que neste caso se limita à extinção ondulante) levam a supor que estes seriam resultado de deformação em estado magmático. Isto está de acordo com as observações feitas por Vernon (1986) que concluiu, através de estudos petrográficos e química mineral, que rochas metamórficas não formariam estas micro-texturas.

Cabe ressaltar que a trama gerada por deformação no estado magmático não é necessariamente produzida pela tensão gerada pela fase fundida uma vez que pode ser o resultado da tensão regional. A relação entre o tempo de deformação e cristalização pode ser também controlada pela quantidade de fusão presente. Portanto, sugere-se que a suíte charnockítica foi colocada de forma sintectônica, sob condições de fácies granulito, resultando nas texturas discutidas neste trabalho. Atualmente estão sendo estudados os fluidos associados a estes processos.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer a FAPESP pelas bolsas de doutorado concedidas a Carla Maria Mendes Lacerda e José Renato Nogueira e ao CNPq ao auxílio de pesquisa concedido a Asit Choudhuri.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

HIBBARD, M. J. (1987). Journal of Geology. 95(4):543-562.
HUTTON, D. (1982). Tectonophysics 85:45-50.
MACHADO, I.F. (1970). Anais da Academia Brasileira de Ciências 42:477-491.
NICOLAS, A., (1992). Journal of Petrology, 33(4):891-915.
Van Der MOLEN, I. & PATERSON, M.S.(1979)Contributions to Mineralogy and Petrology.
VERNON, R.H. (1986). Earth-Sciences Review 23:1-63.
WICKMAN, S. M. (1987). Journal of the Geological Society . 144: 281-297.

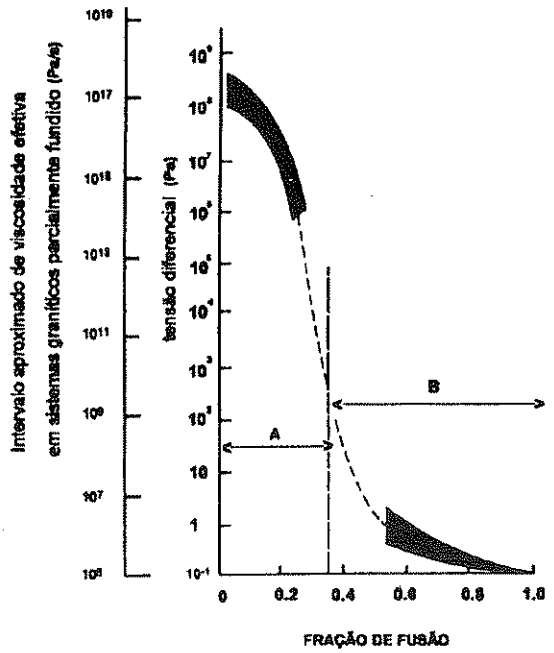


Figura 1. Tensão diferencial máxima em experimentos (Van der Molen & Paterson, 1979) e viscosidade natural estimada para sistemas graníticos (Wickman, 1987) como função da fração de fusão (compilada de Nicolas, 1992 e Hutton ,1982). O campo A representa *plastic deformation fabrics* e o campo B *pre-full crystalization fabrics.*

A PETROGRAFIA E AS RELAÇÕES TECTÔNICAS (REVISITADAS) DAS ROCHAS DO COMPLEXO METAMÓRFICO BAÇÃO: UM RELATO PRELIMINAR COM VISTAS A UM PROGRAMA GEOQUÍMICO E GEOCRONOLÓGICO DE DETALHE

OLIVEIRA[1], ARILDO HENRIQUE DE; CARNEIRO[2], MAURÍCIO ANTÔNIO;
[1] MESTRANDO DEGEO/EM/UFOP
[2] DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

O Complexo Metamórfico Bação (CMB) está inserido na porção central do Quadrilátero Ferrífero (QF), ocupa uma área de 385 Km2 e, dependendo do local, faz contato, com as rochas do Super Grupo Rio das Velhas (SGRV) ou do Super Grupo Minas (SGM). Por ocupar uma posição interna às seqüências supracrustais envoltórias, várias tem sido as proposições acerca de sua origem e evolução (*e.g.* Guimarães 1967, Cordani. *et al.* 1976; Riccomini & Amaral 1980, Gomes, N. 1985, 1986, 1987; Gomes, C. 1989; Hippert 1994). No entanto, o conhecimento acerca das relações tectônicas, composição geoquímica e idade radiométrica, entre os seus vários litotipos, é muito escasso. Visando estes estudos foi realizado, então, uma amostragem detalhada nas pedreiras da região. Tal amostragem permitiu coletar variados tipos petrográficos de rochas ígneas e metamórficas (ortoderivadas), onde se destacam: gnaisses, granitos, granodioritos, milonitos, anfibolitos, mobilizados félsicos e pegmatitos.

PETROGRAFIA

Os gnaisses são as rochas predominantes em quase todos os pontos amostrados. Apresentam granulação fina a média e cor cinza. São bandados e possuem uma foliação milonítica muito pronunciada. O bandamento encontra-se, localmente, dobrado e cortado por zonas de cisalhamento, gerando bolsões de micas. Cortando o bandamento aparecem mobilizados félsicos e diques granitóides. Em alguns pontos observam-se boudins de anfibolito. A textura destes gnaisses é do tipo granoblástica, sendo comum a presença de pertita e mimerquita e, mais raramente, de antipertita. Observa-se, nos cristais de quartzo, recristalização dinâmica originando subgrãos a novos grãos e, geralmente, o contato entre os novos grãos é poligonal. A mineralogia essencial destes gnaisses é: plagioclásio (35%), microclina (20-25%) e quartzo (25-30%). A biotita é o principal varietal, com porcentagens que variam de 8-10%. Como minerais acessórios tem-se: zircão, titanita, apatita, opacos e rutilo. A mineralogia de alteração está representada por sericita, epídoto, clinozoisita e carbonato, podendo constituir até 5% do total da rocha. Os granitos são rochas de granulação média a grossa. Os cristais variam de anédricos a subédricos, apresentam pertita e mimerquita. Observa-se, ainda, processos de recristalização dinâmica nos cristais de quartzo com formação de subgrãos a novos grãos. A mineralogia dos granitos está representada por quartzo (30%), plagioclásios (35%) e microclina (20%). A biotita é o mineral varietal com até 7% do total da rocha. Como minerais acessórios tem-se zircão, titanita, apatita e opacos. Os minerais secundários são: allanita, epídoto, mica branca e carbonato. Os milonitos apresentam textura fina, com intensa deformação, diferenciada, porém, ao longo da rocha. Observam-se cristais relíctos de feldspato e quartzo com sombras de pressão. A rocha apresenta textura de intercrescimento do tipo pertita e recristalização dinâmica nos cristais de quartzo. Veios sintectônicos de epídoto são feições também freqüentes nestas rochas. Quanto a mineralogia, os milonitos apresentam quartzo (30%), plagioclásio 30% e microclina (25%). Os minerais acessórios são representados por biotita e, como minerais secundários, tem-se sericita, epídoto e carbonato. Os granodioritos apresentam-se com granulação média, os cristais variam de anédricos a subédricos. Observa-se intercrescimento de pertita e mimerquita. Esta rocha é composta basicamente por plagioclásio (38%), quartzo (32%) e microclina (18%). A biotita (5%) é o mineral varietal e como acessórios tem-se zircão, apatita e titanita. Os minerais secundários estão representados por: mica branca, sericita, epídoto e carbonato. Os anfibolitos ocorrem de duas maneiras: a) quando estão nas proximidades de zonas de cisalhamento apresentam-se na forma de bolsões boudinados. Neste caso, os anfibolitos apresentam-se foliados, com granulação fina a média e compostos por hornblenda (50-60%), plagioclásio (20%) e quartzo (<5%). Biotita (5-10%) e granada (<5%) são os minerais varietais e, como produto de alteração, tem-se epídoto e leucoxênio. Os acessórios estão representados, essencialmente, por minerais opacos. b) quando estão distantes das zonas de cisalhamento os anfibolitos apresentam granulação predominan-temente média, onde os cristais variam de subédricos a anédricos. Nestas rochas, os cristais de plagioclásios e hornblenda apresentam-se serrilhados na borda (textura concertal, suturada). Compõe-se de hornblenda (50-60%), plagioclásio (20-30%), biotita (~10%), tendo como minerais subordinados epídoto, granada, carbonato, titanita, zircão e apatita. Os pegmatitos são representados no campo por duas gerações, sendo uma mais espessa e mais antiga e discordante da foliação. A outra geração de pegmatito tem granulação mais fina e é concordante com a foliação milonítica dos gnaisses.

CONCLUSÃO

Tanto as observações de campo, quanto o estudo petrográfico realizado, mostraram que o Complexo Metamórfico Bação tem uma natureza heterogênea e várias fases intrusivas. Disto, conclui-se que este complexo tem uma longa história evolutiva. Todavia, ao contrário do que apresentado por Gomes, N. (1985), nenhuma das amostras analisadas revelou características de natureza paraderivada. Assim sendo, é possível concluir também que, pelo menos parte das rochas deste complexo são produto de ortoderivação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CORDANI, G. U, KAWASHITA, K. MUELLER, QUADE, V & ROESER, V. 1976. Interpretações tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48** (4)

GOMES, C. J. 1989. Estudos microestruturais nos xistos Nova Lima, na borda do Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista da Escola de Minas* **42**:3-6.

GOMES, N. S. 1985. Estudos petrológicos e geoquímicos do Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:418

GOMES, N. S. 1986. Determinações geotermométricas e geobarométricas em paragêneses minerais de alto grau metamórfico no Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero - MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Goiânia, 1986, *Anais...* Goiânia, SBG/NCO 4:1424-1436.

GOMES, N. S & MUELLER. G. 1987. Caracterização química de paragêneses minerais de alto grau metamórfico no Complexo do Bação. *Revista Escola de Minas* **40**:25-36.

GUIMARÃES, D; MELO, S. M. G; MELO, E. A. V. 1967. O Complexo do Bação. *Boletim do Instituto Geológico*, **v.2**, n.1, p. 1-12.

HIPPERTT, J. F. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics*, **234**:169-196.

RICCOMINI, C & AMARAL, G. 1980. Estruturas circulares internas ao Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 31, Balneário Camburiú, 1980, *Anais...*, Balneário Camburiú, SBG, v. 5:2975-2981.

EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO MARÍLIA, NA REGIÃO DE UBERABA, MINAS GERAIS

RIBEIRO[1], DANIELE TONIDANDEL P; ALVES[2], JÚLIA MARIA DE PAULA
[1]*MESTRANDA DEGEO/EM/UFOP*
[2]*DOUTORANDA DEGEO/EM/UFOP*

INTRODUÇÃO

A região em estudo localiza-se na porção oeste do Estado de Minas Gerais, denominada Triângulo Mineiro, nas proximidades da cidade de Uberaba e está compreendida, aproximadamente, pelas seguintes coordenadas: latitudes 19°10′ e 20°00′ e longitudes 47°30′ e 48°30′. Geologicamente, trata-se da porção nordeste da Bacia do Paraná, englobando as rochas compreendidas pelo Grupo Bauru, que é representado, da base para o topo, pelas rochas das Formações Uberaba e Marília. A Formação Marília, que apresenta contato transicional (Ferreira Jr. 1996) e localmente abrupto (Barcelos *et al.* 1981) com a Formação Uberaba, subdivide-se nos membros Ponte Alta, inferior, e Serra da Galga, superior (Barcelos 1984). O Membro Ponte Alta é caracterizado pela alternância de conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos muito grossos a finos, todos intensamente cimentados por calcita, que são explotados atualmente para a fabricação de cimento e corretivo agrícola. A área fonte desses sedimentos engloba, principalmente, quartzitos e xistos dos Grupos Canastra e Araxá e basaltos da Formação Serra Geral, em menor proporção (Alves 1995). O Membro Serra da Galga é constituído por conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos associados a calcretes e silcretes (Ribeiro 1997). O objetivo principal deste trabalho visa a caracterização diagenética das rochas do Membro Ponte Alta, bem como, estabelecer uma possível correlação com os principais processos diagenéticos atuantes nas rochas do Membro Serra da Galga. Para tal, foram utilizados dados obtidos a partir da descrição de 203 lâminas delgadas através da análise de petrografia ótica convencional, seguida por tingimento com solução de alizarina para verificar a presença de calcita e/ou dolomita. Posteriormente, foram selecionadas 20 amostras para análises de difratometria de raios-x (DRX) e 20 amostras para análises de isótopos estáveis de C e O. Foram examinadas, ainda, 10 lâminas sob catodoluminescência e 2 amostras contendo argilominerais do grupo da paligorskita-sepiolita foram analisadas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) e espectrômetro de raios-x (EDS).

Aspectos diagenéticos do Membro Ponte Alta: As relações petrográficas observadas no estudo detalhado de lâminas delgadas evidenciaram que os processos diagenéticos que atuaram nas rochas do Membro Ponte Alta, desenvolveram-se nos estágios eo, meso e telodiagenético, onde predominam os processos eodiagenéticos (Tabela 01).

Eodiagênese:

Infiltração mecânica de argilas: as argilas ocorrem, geralmente, na forma de cutículas e agregados compactos de illita e interestratificados illita-esmectita. Esta infiltração ocorre em pontos bem localizados da área estudada e a sua não preservação nos demais pontos se deve ao retrabalhamento intenso dos sedimentos provocado por enxurradas episódicas.

Calcretes: ocorrem, geralmente, na forma de estruturas nodulares, brechadas, pisolíticas e localmente maciças, refletindo condições climáticas áridas a semi-áridas. Este cimento precoce de calcita gera uma obliteração da porosidade primária, inibindo o desenvolvimento de fases diagenéticas posteriores. A provável fonte de Ca parece ter sido as rochas do Soerguimento do Alto Paranaíba e das próprias rochas da Depressão de Uberaba (Silva *et al.* 1994)

Silcretes: apresenta-se como calcedônia, sílex, opala e drusas de quartzo de até 3cm de comprimento. Provavelmente, o Si é oriundo das porções mais profundas do pacote sedimentar, onde se observa uma intensa dissolução de grãos aluminossilicáticos.

Argilominerais do grupo da paligorskita-sepiolita (palicretes): ocorrem na forma de níveis extensos concentrados, principalmente, na base e no topo desta unidade. Observa-se a tendência de transformação de paligorskita em esmectita. Neste processo ocorre a liberação de cátions Mg^{++} responsáveis, provavelmente, pela formação de dolomita observada no evento posterior. A sepiolita foi identificada somente em difratogramas de raios-x. A presença de palicretes indica condições climáticas áridas a semi-áridas durante a sua formação.

Dolomita: cristais romboédricos típicos, bastante localizados, e parcialmente substituídos por calcita.

Mesodiagênese

Calcita: cristais poiquilotópicos preenchendo drusas, poros remanescentes e fraturas tardias. Sob catodoluminescência exibe luminescência fraca.

Barita: ocorre na forma de agregados radiais ou preenchendo drusas juntamente com a calcita. A fonte mais provável de Ba parece ter sido os feldspatos potássicos, que se mostram quase que totalmente substituídos por calcita.

Telodiagênese

Dedolomitização (calcitização de dolomita): a dedolomitização ocorre predominantemente a partir do núcleo das dolomitas e é comum em ambientes com ausência de calcita magnesiana e argilas do grupo da paligorskita, o que provavelmente se relaciona à disponibilidade de Mg^{++} no sistema.

Considerações sobre as fases diagenéticas das rochas do Membro Serra da Galga

Eodiagênese: apresenta, além das fases encontradas no Membro Ponte Alta, crescimento secundário de quartzo e feldspato.

Mesodiagênese: não apresenta barita como no Membro Ponte Alta, porém ocorre uma fase de calcita bastante restrita e pirita preenchendo o espaço poroso, englobando, por vezes, grãos detríticos do arcabouço, exibindo textura poiquilotópica.

Telodiagênese: apresenta cimento de calcita do tipo mosaico com luminescência fraca em tons castanhos sob catodoluminescência. Subordinadamente observou-se leucoxênio, limonita e caolinização de feldspatos e micas (Tabela 01).

CONCLUSÕES

Alves (1995) mostrou que os valores das assinaturas de C e O e as análises de amostras sob catodoluminescência para o Membro Ponte Alta, indicam origem continental para o mesmo e que as principais fontes de C parecem ter sido plantas do tipo C3 (ciclo fotossintético de Calvin) e o CO_2 atmosférico e de O, provavelmente, a água meteórica e a atmosfera. Utilizando-se os dados de análises de isótopos obtidos por Alves (1995) e a equação de Epstein *et al.* (1953), verificou-se que os valores de paleotemperaturas oscilam entre 37 e 51°C. Sob catodoluminescência, a calcita mesodiagenética exibe luminescência em tons amarelados, caracterizada pela provável presença de Mn que, segundo Gomes & Vortish (1990), é o elemento ativador de luminescência em carbonatos. Já a calcita telodiagenética, exibe luminescência fraca em tons marron-avermelhados devido à ausência de Mn e provável presença de Fe. A dolomita gerada na fase eodiagenética sofre, já na telodiagênse, o processo de dedolomitização, ou seja, a transformação de dolomita em calcita.

O mecanismo da dedolomitização é o produto da reação de dolomita com soluções ricas em sulfato de cálcio gerando $CaCO_3$ e $MgSO_4$. Em geral, a concentração do íon Ca^{2+} no sulfato de cálcio controla a reação de substituição, já o excesso de íons SO_4^{2-}, inibe potencialmente o processo (Budai *et al.* 1984). A percolação de água meteórica e/ou variação do nível freático promove dissolução parcial a total das dolomitas conforme a reação:

$$CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 . 2H_2O \leftrightarrow 2CaCO_3 + MgSO_4 . H_2O.$$

A provável fonte de íons Ca^{2+} necessária para a calcitização das dolomitas do Membro Ponte Alta parece ter sido a dissolução parcial dos calcretes eodiagenéticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J.M. de P. 1995 *Petrologia e diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na região do Triângulo Mineiro.* 120p. (Dissertação de mestrado. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP).

BARCELOS, J.H. 1984 *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo.* 190p. (Tese de livre docência. Rio Claro, IGCE/UNESP).

BARCELOS, J.H., LANDIM, P.M.P., SUGUIO, K. 1981 Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. **Atas**. Curitiba, SBG, **2**:90-102.

BUDAI, J.M.; LOHAMANN, K.C. & OWEN, R.M. 1984 Burial dedolomite in the Mississipian Madison Limestone, Wyoming and Utah Thrust Belt. ***Journal of Sedimentary Petrology***, **54**(1): 276-288.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, H.A., LOWENSTAM, H.A. & UREY, H.C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. ***Geological Society of America Bulletin***. **64**(11):1315-1325.

FERREIRA Jr., P.D. 1996 *Modelo deposicional e evolução diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na região do Triângulo Mineiro.* 176p. (Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP).

GOMES, N.S. & VORTISCH, W. 1990 Catodoluminescência: breve retrospectiva de técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. *Revista da Escola de Minas*, **44**(1): 16-27.

RIBEIRO, D.T.P. 1997 *Petrologia, evolução diagenética e modelo deposicional das rochas siliciclásticas do membro Serra da Galga, Formação Marília, grupo Bauru (K da Bacia do Paraná) na região de Uberaba, Minas Gerais.* (Dissertação de Mestrado. Ouro Preto, DEGEO/EM/UFOP).

SMALE, D. 1973 Silcretes and associated silica diagenesis in Southern Africa and Australia. ***Journal of Sedimentary Petrology***, **43**(4): 1077-1089.

TABELA 01 - Fases diagenéticas verificadas nas rochas siliciclásticas da Formação Marília.

ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS	MEMBRO PONTE ALTA	MEMBRO SERRA DA GALGA
EODIAGÊNESE	argila infiltrada, calcretes, silcretes, palicretes, dolomita	argila infiltrada, calcretes, silcretes, palicretes, *overgrowth* de quartzo e feldspato
MESODIAGÊNESE	calcita, barita	calcita, pirita
TELODIAGÊNESE	dedolomitização	calcita, caolinita, leucoxênio, limonita

FRACIONAMENTO MAGMÁTICO DOS GABROS DA SUÍTE LAGOA PRETA, MG-ES

VIEIRA ,VALTER SALINO; SOUZA, CLÁUDIO JOSÉ MARQUES DE
CPRM-BH

INTRODUÇÃO

A Suíte Lagoa Preta, com 70 km^2 de área aflorante, é um complexo intrusivo representado por gabros, anortositos, charnockitos, dioritos e granitos, que intrudiram nos terrenos gnáissico-migmatíticos correlacionáveis ao Complexo Paraíba do Sul, de idade neoproterozóica. Vieira (1993) subdividiu esta suíte nos Domínios I (olivina gabro e anortosito) e Domínio II (charnockito, diorito, gabro e olivina gabro). Os levantamentos magnetométricos regionais realizados por Bosum et al. (1974) caracterizam os dois domínios como duas anomalias diferentes. A modelagem magnetométrica de um perfil N-S (Metelo, M J. In: Vieira, 1993), permitiu a constatação de presença de dois corpos distintos até uma profundidade de 5km, com inclinação para norte. Os dados que se seguem referem-se às rochas gabróicas do Domínio I. O mapa geológico encontra-se em Vieira (em prep.).

As análises mineralógicas (olivina, plagioclásio, piroxênio e espinélio) e geoquímicas dos elementos traços (Vieira, em prep.) sugerem, que as rochas gabróicas (olivina gabro/ anortositos), são cogenéticas, indicando a existência de um processo de derivação por cristalização fracionada.

Para uma melhor compreensão da história evolutiva das rochas básicas dessa Suíte utilizou-se o modelamento de balanço de massas e cristalização fracionada a fim de se quantificar os processos ígneos envolvidos durante a evolução magmática.

A Petrologia do Domínio I da Suíte Lagoa Preta foi originalmente estudada com base em dados de química mineral e geoquímica de rocha por Vieira (em prep.). Para a execução do modelamento magmático foram estudados o comportamento dos óxidos e elementos traço.

Utilizaram-se os óxidos (SiO_2 , TiO_2, Al_2O_3, FeO_t , MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 e Cr_2O_5) para determinar a quantificação em termos percentuais das fases fracionantes durante o processo de cristalização fracionada. Com base nos elementos traço (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, Y, Zr e La), determinou-se o grau de compatibilidade de cada elemento. Os principais resultados destes estudos são sucintamente resumidos a seguir.

RESULTADOS DO MODELAMENTO

Os modelos petrogenéticos foram aplicados para determinar a geração das rochas representativas estudadas. No programa de modelamento magmático obtiveram-se resultados de balanço de massas com elementos maiores, utilizando-se as quatro fases de fracionamento mineral (olivina, plagioclásio, ortopiroxênio e espinélio), cujos resultados estão sendo apresentados na tabela 1.

Tabela 1 - Balanço de massas com elementos maiores

Olivina	= 33,17%
Plagioclásio	= 37,96%
Espinélio	= 1,77%
Ortopiroxênio	= 27,09

Para a formação das fases minerais a partir do magma inicial foram gastos 60,43%, tendo restado 39,27% de líquido residual. O espinélio e ortopiroxênio foram formados a partir da reação da olivina e plagioclasio e possivelmente do líquido residual, como é mostrado nas fotomicrografias de Vieira (em prep.), evidenciando a formação de coronas destes minerais.

Nos modelos mais simples, as concentrações de um elemento na fonte e no líquido são expressos pela fórmula (In: Viero, 1991).

$Cl / Co = F^{(D-1)}$

Cl = Concentração de elemento-traço no líquido final;

Co = Concentração de elemento-traço no líquido original;

F = Fração em peso de líquido final;

D = Coeficiente de partição global do elemento na assembléia fracionante.

Os resultados deste balanço de massas foram aplicados nos elementos traço, através da equação de Rayleigh, mostrada acima.

Na tabela 2 estão representados os resultados obtidos pelo modelamento das rochas gabróicas do Domínio I da Suíte Lagoa Preta.

Tabela 2 - Resultados do modelamento do Domínio I da Suíte Lagoa Preta

Elementos Traços	Co	Clob	Clcal	Clcal/Clob	D
Ni	123,8	28,1	16,3	0,58	5,0663
Ba	38,1	26,8	59,2	1,61	0,1144
Rb	2,4	3,9	3,9	0,99	0,0360
Sr	513,8	472,0	617,6	1,31	0,6311
Zr	19,9	21,1	31,9	1,51	0,0523
La	3,75	0,98	6,1	6,22	0,0269
Y	2,5	2,49	3,8	1,51	0,1761

Co = Composição do líquido inicial;
Clob = Composição observada do líquido final;
Clcal = Composição calculada do líquido final;
D = Coeficiente de partição global.

CONCLUSÕES

O modelamento para balanço de massas da Suíte Lagoa Preta (domínio I) evidenciou um considerável fracionamento de olivina e ortopiroxênio do magma progenitor de natureza básica, conforme verificado na tabela 1.

Os resultados mostraram que o níquel possui um coeficiente de partição global (D> 1), indicando, consequentemente, ser um elemento compatível no início da cristalização magmática. Por outro lado, os elementos bário, rubídio, estrôncio, zircônio, ítrio e lantânio apresentam um coeficiente de partição global (D< 1), significando estarem enquadrados nos elementos incompatíveis. Portanto, existiu um enriquecimento desses elementos no magma residual por ocasião da cristalização magmática.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOSUM, W.; HAGEN, D.; MOLLAT, H.- 1974 - Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Guandu-Castelo, Minas Gerais-Espírito Santo. s.l, DNPM/CGBA. 52p. mapas (Tradução de Maria C.C. Jinno. Relatório Inédito).

VIERO, A.P. 1991. *Petrologia e geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, Rio Grande do Sul.* 176p Tese de Mestrado em Geociências). (Curso de Pós-Graduação em Geociências).

VIEIRA, V.S. 1993. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Projeto Cachoeiro de Itapemirim; Carta geológica, Carta Metalogenética/Previsional, Folha Baixo Guandu, SE.24-Y-C-V, Escala 1:100.000, Estado de Minas Gerais e Espírito Santo, DNPM/CPRM. (Relatório Final).

VIEIRA, V.S. - ,Em preparação - *Geologia, petrologia e geoquímica do Maciço Lagoa Preta, MG-ES (Aimorés/Baixo Guandu).* Belo Horizonte. Tese de Mestrado. (Instituto de Geociências/Univ. Fed. de Minas Gerais - UFMG).

UMA CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR DO MINÉRIO AURÍFERO DOS DEPÓSITOS CAETÉ E BOA VISTA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

BARRETO[1], POLYANA & CHEMALE JR[2]., FARID

[1]MESTRANDA (CPGEO) IG/UFRGS

[2]INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS (IG) - UFRGS

INTRODUÇÃO

A área de estudo abrange os domínios da Mina Caeté (Jazida Roça Grande) e Alvo Boa Vista, os quais caracterizam-se por serem depósitos de ouro em zona de cisalhamento, com o minério disseminado nas rochas hospedeiras e associado a veios de quartzo e carbonato (DOCEGEO, 1989).

Os depósitos auríferos Caeté e Boa Vista estão inseridos predominantemente em sequências de *Greenstone Belt* do Supergrupo Rio das Velhas e restritamente em rochas metassedimentares do Supergrupo Minas. Os depósitos situam-se na porção norte do Quadrilátero Ferrífero, a sudeste e sul do município de Caeté, encaixados em rochas metavulcânicas ultrabásicas a ácidas (clorita xistos, talco xistos, serpentinitos e sericita xistos), metapelitos (sericita xistos carbonosos) e formações ferríferas associadas, cujas paragêneses indicam grau metamórfico de fácies xistos-verdes (DOCEGEO, 1989). As feições estruturais da área estão condicionadas a dois grandes sistemas de falhas de empurrão (Morro Vermelho e Gandarela) e apresentam um intenso cisalhamento (DOCEGEO, 1989). A Jazida Roça Grande está condicionada por uma zona de cisalhamento com orientação; próxima a E-W, apresentando foliação milonítica com plano médio 80/40 e lineação mineral de baixo ângulo. O Alvo Boa Vista está inserido em uma estrutura de orientação NW-SE e lineação de estiramento de alto ângulo.

Observa-se nas rochas estudadas, intensa alteração hidrotermal associada às zonas de minério, a qual caracteriza-se por halos de silicificação e carbonatação.

MINEROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

O estudo minerográfico foi realizado a partir de 30 seções polidas de amostras da zona de sulfetação, cujas descrições apontaram a ocorrência dos seguintes minerais de minério: pirita, arsenopirita, calcopirita e pirrotita.

A pirita ocorre como cristais subidiomórficos, com tamanhos de até 2mm, com ou sem inclusões, disseminados ou em agregados, e como massas xenomórficas segundo a foliação milonítica da rocha. Em alguns locais há a ocorrência de cristais xenomórficos na forma de sigmóides de deformação. As texturas mais comuns observadas são as de recristalização: *annealing* (Fig.1) e de sobrecrescimento, concordantes com o grau metamórfico da região. Segundo Lianxing & McClay (1992), o principal mecanismo de deformação em condições metamórficas de baixo grau é o de transferência de massa, o qual envolve sobrecrescimento orientado da pirita e sua dissolução por pressão. Nos cristais recristalizados de pirita são comuns poros preenchidos pela ganga de quartzo, caracterizando a textura poiquiloblástica.

A arsenopirita também ocorre como cristais bem formados e muitos grãos apresentam fraturas intragranulares preenchidas por quartzo.

As análises quantitativas de microssonda eletrônica (WDS) realizadas em 5 seções polidas, selecionadas dentre as 30 seções descritas, não mostraram diferenças químicas entre o bordo e o núcleo dos grãos de pirita com textura de sobrecrescimento. Os cristais de pirita em geral, mostraram-se homogêneos quimicamente. Apenas em 3 seções polidas de amostras de rochas distintas, um total de 14 grãos de pirita analisados, revelou teores de níquel, sem apresentar relações quanto a zonalidade dentro dos grãos (Fig.2).

Os cristais de arsenopirita analisados, não revelaram diferenças químicas entre o bordo e o núcleo. Todos os valores obtidos através do cálculo das razões de As/S em arsenopiritas são abaixo de 1, com exceção de uma única análise, o que indica uma alta fugacidade de S durante a cristalização das mesmas (Fig.3). O diagrama plotado a partir das concentrações atômicas normalizadas de Fe, S e As, mostra que os grãos de arsenopirita analisados pertencem a uma única população (Fig.4).

ESTUDO DOS PRODUTOS DE ALTERAÇÃO

O estudo preliminar da alteração das rochas da Jazida Roça Grande, até o presente momento está restrito a zona de oxidação, objetivando-se, posteriormente, a análise da alteração em zonas mais profundas. A assembléia mineral dos sericita xistos e clorita xistos, identificada por meio de difratometria de raios-x, constitui-se de minerais como: quartzo; muscovita; ilita; caolinita; clorita; goethita; e hematita. Através do método de separação de argilominerais por suspensão, foram identificados muscovita, caolinita, clorita e ilita. Estudos de politipos de argilominerais estão sendo realizados para, juntamente com a petrografia das rochas hospedeiras e estudos de inclusões fluídas, caracterizarem as alterações intempérica e hidrotermal e suas relações com a mineralizacão de ouro.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

- Conforme a geologia estrutural da área estudada e principalmente em função da orientação E30SE das lineações e demais indicadores de

cinemáticos, infere-se que o deslocamento de massa ocorreu de forma oblíqua para a Jazida Roça Grande. Já o Alvo Boa Vista está condicionado por uma movimentação de caráter mais frontal.

- Os grão de sulfetos analisados não mostraram uma zonalidade química da borda para o centro. Os cristais xenomórficos de pirita, que ocorrem como massas alongadas segundo a foliação milonítica, foram provavelmente geradas por fluxo cataclástico. Segundo McClay & Ellis (1984) a ductilidade da pirita é atingida por fluxo cataclástico, em condições de baixa temperatura.

- As razões de As/S em arsenopiritas são menores que 1, indicativas de cristalização sob condições de mais alta fugacidade de enxofre.

- A zona de oxidação da Jazida Roça Grande é constituída dominantemente por quartzo e argilo-minerais como clorita, caolinita, ilita, cujos politipos estão sendo identificados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Lianxing, G. & McClay, K. R. (1992) Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. *Mineral. Deposita*, **27**: 169-181.

MCCLAY, K. R. & ELLIS, P. G. (1984) Deformation of Pyrite. *Econ. Geol.*, **79**: 400-403.

DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração S. A. (1989). Projeto Ouro Caeté (P.E.39) - Jazida Roça Grande. Relátório, vol. 1 (inédito).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Companhia Vale do Rio Doce - Núcleo Caeté, em especial às pessoas de José Carlos Polônia e José Tadeu Rodrigues pelo apoio logístico durante o trabalho de campo.

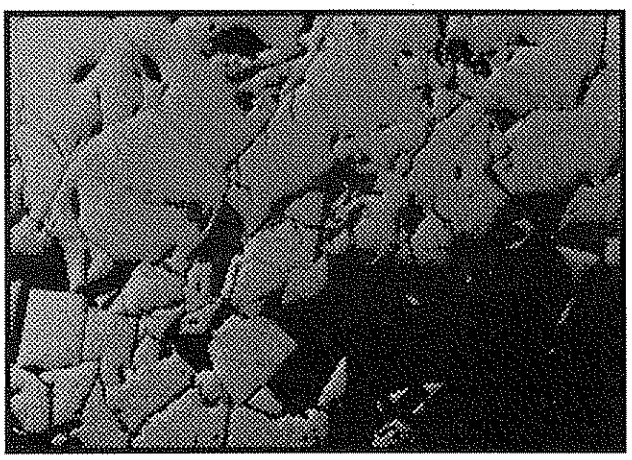


Figura 1- Pirita com textura de *annealing* (junções tríplices a 120°).

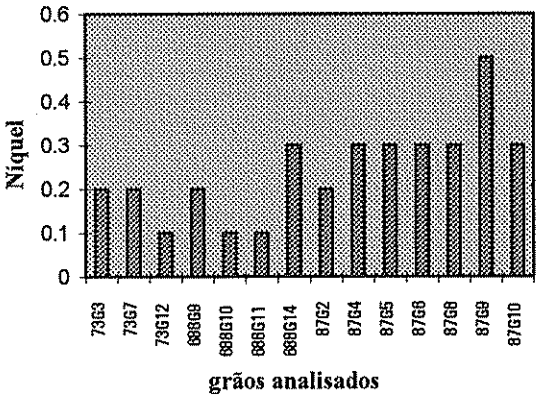


Figura 2- Conteúdo de níquel analisado por microssonda eletrônica, das amostras 73-RG1, 688-RG1 e 87-BV.

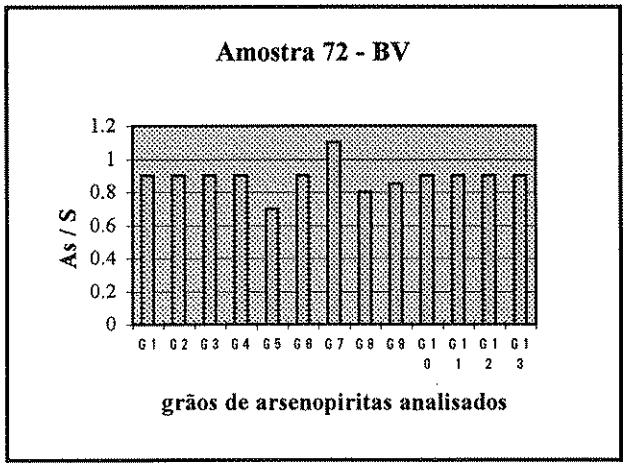


Figura 3- Histograma das razões As/S, demonstrando que os 13 grãos de arsenopirita cristalizaram sob as mesmas condições de fS.

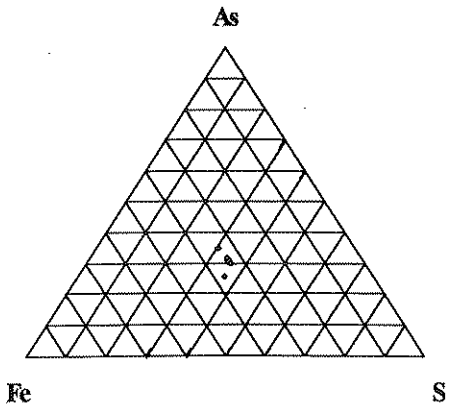


Figura 4- Diagrama ternário Fe-S-As das concentrações médias em 14 grãos de arsenopirita.

CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR DO DEPÓSITO DE AMETISTA DA SERRA DO SUDÁRIO, MUNICÍPIO DE VERMELHO NOVO (MINAS GERAIS)

CAMPOS[1], J. C. S.; CÉSAR-MENDES[2], J.

[1] PÓS-GRADUAÇÃO DEGEO/EM/UFOP - jcarlos@degeo.ufop.br

[2] DEGEO/EM/UFOP - julio@degeo.ufop.br

As ametista do depósito em estudo têm sido explotadas, em grande quantidade, na Serra do Sudário, situada a cerca de 10km a sudeste do Município de Vermelho Novo, na Zona da Mata Mineira. Os espécimes retirados deste garimpo destinam-se, principalmente, à fabricação de *souvenirs* e apenas um pequeno percentual é utilizado como mineral-gema.

Do ponto de vista geológico regional, a área de ocorrência desta ametista insere-se nos domínios do Complexo Juiz de Fora que engloba gnaisses, granulitos, charnoquitos e rochas provenientes da transformação destas, a partir de retrometamorfismo e envolvendo metassomatismo (Barbosa & Grossi Sad 1983a; 1983b). A leste, nas regiões de Manhuaçu, Ipanema, Caratinga e Simonésia, corpos de metabasitos podem ser encontrados intrudidos neste complexo (Costa *et al.* 1992; Costa *et al.* 1993).

Este trabalho é parte de um mapeamento geológico, compreendendo uma área de 460km^2, visando estudar as principais ocorrências minerais de interesse econômico na região do Médio Rio Matipó. O principal recurso mineral desta área é o caulim da Jazida de Vermelho Novo, pertencente ao Grupo Klabin.

Na área de ocorrência destas ametistas, três tipos litológicos distintos foram caracterizados: os gnaisses, os quartzitos da Serra do Sudário e os corpos pegmatíticos formadores da jazida de caulim. Entre as rochas gnáissicas, o quartzo-biotita gnaisse com granada, com um predomínio de feldspato alcalino em relação ao plagioclásio é o litotipo mais comum. Em seguida aparecem granada-quartzo-biotita gnaisse com cummingtonita, rico em plagioclásio e, ainda, um quartzito de coloração avermelhada e intensamente recristalizado. Em todos estes litotipos nota-se uma foliação penetrativa de direção aproximadamente N-S e forte mergulho para E. Todos os contatos na área mapeada dispõem-se segundo esta direção. Os corpos pegmatíticos aí mapeados apresentam uma mineralogia muito simples e são constituidos, principalmente, por feldspatos alterados (caulim), quartzo e mica branca. Os quartzitos portadores da mineralização de ametista apresentam-se sub-verticais e com fraturas segundo duas direções preferenciais, de atitudes N66°W, 83SW e N30°W, 68SW (Fotografia 01). Encaixados nos granada-quartzo-biotita gnaisses com cummingtonita ocorrem dois corpos pegmatíticos tabulares e sub-horizontalizados, com cerca de 350m de comprimento, 250m de largura e de 12 a 30m de espessura, de onde é explotado o minério da Mineração de Caolim Ltda. A partir da descrição de lâminas delgadas, constatou-se que os gnaisses foram submetidos a um grau metamórfico da fácies granulito, com um posterior retrometamorfismo à interface das fácies anfibolito baixo/xisto verde alto (Campos 1996). Em outros afloramentos, nas imediações do depósito de ametista, é comum a ocorrência de metaultramáficas no contato dos quartzitos com os gnaisses, às vezes intercaladas a eles. Ao longo da área mapeada na Serra do Sudário, uma foliação milonítica bem desenvolvida é notada nos gnaisses, sempre próximo ao contato com os quartzitos.

As ametistas sempre são encontradas em caldeirões, dentro de níveis essencialmente metapelíticos intercalados nos quartzitos. A direção da mineralização mostra-se concordante com a foliação nos níveis mais superficiais, até cerca de cinco metros de profundidade, em uma galeria de meia-encosta. Em outra galeria aberta na mesma meia-encosta e a mais ou menos quinze metros abaixo da anterior, a mineralização aparentemente não mostra nenhuma direção preferencial. No interior desses caldeirões, os cristais sempre apresentam direção radial concêntrica de crescimento, de forma similar ao que ocorre nos geodos de ametista encontrados nos basaltos do sul do Brasil.

A cor das ametistas está relacionada à formação do Fe^{4+}, a partir de impurezas de Fe^{3+} presentes nos interstícios do retículo cristalino do quartzo. Isto se dá quando o quartzo é submetido a radiação ionizante e então o Fe^{3+} fornece um elétron para saciar as *gaiolas* de Al formadas na sua estrutura. Ensaios de difusão, a altas temperaturas, indicam que o Fe^{3+} substitucional, comumente presente nas ametistas não tem relação alguma com o aparecimento da cor viloeta no quartzo (Cohen 1985).

Quinze amostras de ametistas da Serra do Sudário foram submetidas a tratamento térmico, em uma mufla existente no Departamento de Química do Instituto de Ciências Exatas e Biológicas da Universidade Federal de Ouro Preto (DEQUI/ICEB/UFOP). Quando submetidas a temperaturas da ordem de 320°C por cerca de 30 horas, apresentaram um leve esmaecimento de sua cor. A temperaturas entre 400°C e 450°C, por cerca de 20 horas, elas perderam totalmente a cor violeta, aparecendo em seu lugar um branco leitoso opalescente. Estes dados preliminares sugerem que a cor destas ametistas se desestabiliza a temperaturas compatíveis com o hidrotermalismo, provavelmente responsável pela formação desta jazida.

A remobilização do silício, do oxigênio e das impurezas presentes neste mineral-gema pode ter ocorrido ao longo das zonas de cisalhamento

mapeadas na área, a partir da percolação dos fluidos aquosos aquecidos, possivelmente, de origem metamórfica. Em outra hipótese, estes fluidos seriam oriundos dos resíduos finais da intensa pegmatização observada na região.

Concluindo, imagina-se que a origem desta ametista deva estar associada à percolação de fluidos silicosos nos níveis metapelíticos intercalados nos quartzitos, relacionada a um evento tectonometamórfico. Estudos de inclusões fluidas na ametista, em andamento, aliados a novos dados metamórficos e estruturais, tais como as paragêneses minerais das encaixantes e dados microestruturais, poderão elucidar definitivamente a gênese deste depósito.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio do Departamento de Geologia da Escola de Minas da UFOP, do DEQUI/ICEB/UFOP e ao Sr. Rômulo Tavares, proprietário do garimpo, pela permissão ao acesso e pelas informações prestadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA, A. L. M. & GROSSI SAD, J. H. 1983a. Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba em Minas Gerais e Rio de Janeiro. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2. Belo Horizonte, 1983. *Anais*... Belo Horizonte, SBG-MG. v. 2, p. 01-15.

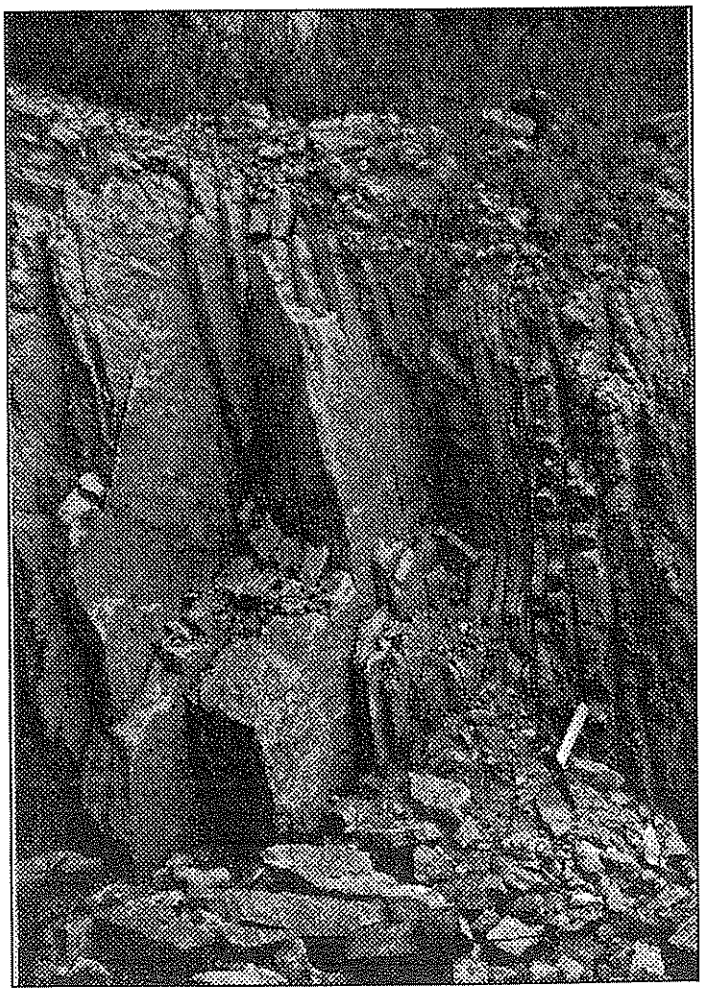
BARBOSA, A. L. M. & GROSSI SAD, J. H. 1983b. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2. Belo Horizonte, 1983. *Anais*... Belo Horizonte, SBG-MG. v. 2, p. 63-74.

CAMPOS, J. C. S. 1996. A Jazida de Caulim de Vermelho Novo: aspectos geológicos e econômicos. 111p. Trabalho de Graduação DEGEO/EM/UFOP.

COHEN, A. J. 1985. Amethyst color in quartz, the result of radiation protection involving iron. *American Mineralogist*, 70: 1180-1185.

COSTA, A. G.; ROSIÈRE, C. A.; LOBATO, L. M.; LAUREANO, F. V. 1993. Evolução petrológica e estrutural da porção oriental do Estado de Minas Gerais e suas implicações geotectônicas. *Geonomos*, **1**(1): 39-50.

COSTA, A. G.; VIDAL, W. C.; VIANA, C. S. 1992. Evolução metamórfica e estrutural para rochas do Complexo Básico-Ultrabásico da região de Manhuaçu-Ipanema, MG. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. *Anais*... São Paulo, SBG-SP. v. 1, p. 420.



Fotografia 01: Afloramento do quartzito encaixante da ametista na Serra do Sudário, onde se vêem a foliação penetrativa de direção N-S e marcante fraturamento.

GEOLOGIA, MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO DEPÓSITO AURÍFERO DA MINA CÓRREGO DO SÍTIO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

CANALE[1], ANDRÉ L. & CHEMALE JR[2]., FARID
[1]*CPGEO/IG/UFRGS*
[2]*IG/UFRGS*

INTRODUÇÃO

A mineralização observada no depósito aurífero da Mina Córrego do Sítio tem características distintas da maioria dos depósitos inseridos no Grupo Nova Lima, *Greenstone Belt Rio das Velhas*. Apesar de ocorrer ao longo do mesmo lineamento em que se encontra a Mina São Bento, este depósito não está associado às formações ferríferas bandadas. O processo de lavra atualmente se restringe ao minério oxidado, enquanto a exploração do minério sulfetado permanece ainda em fase de pesquisa. Este trabalho apresenta dados litológicos e estruturais da área em questão e discute, de forma preliminar, resultados obtidos através do estudo mineralógico e de química mineral do minério sulfetado.

GEOLOGIA LOCAL

A geologia da área (Takai *et al.* 1991), está inserida nas sequências de rochas metavulcano-sedimentares arqueanas do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, porção leste do Quadrilátero Ferrífero. A área da mina, distante 35 Km a sudoeste do município de Santa Bárbara, apresenta um espesso manto de alteração intempérica, em média com 50 m de profundidade e é composta por sericita filitos e sericita-clorita filitos intercalados com quartzo-sericita xistos e finos e muito raros níveis de "Bif's". Estas unidades são cortadas por um enxame de diques de rochas metavulcânicas básicas com orientação N-S infletindo para NE-SW. A paragênese mineral destas litologias indica um metamorfismo regional na fácies xistos verdes.

As principais estruturas planares e lineares reconhecidas na região apontam uma foliação principal (S1) de direção predominante N10°-30°E e mergulho de 45°-55°SE com algumas inversões localizadas para NW, e uma lineação de estiramento mineral (lm1) com inclinação de 30-55° e direção variando de EW a S70°E. A clivagem de crenulação (S2) tem orientação S10°-50°W/40°-65°NW gerando uma lineação (lc2) com inclinação subhorizontal e direção S20°-50°W. As inversões da foliação principal para NW são feições produzidas por dobras recumbentes com caimento do eixo subhorizontal para SW. Paralelas à foliação principal ocorrem zonas de cisalhamento com halos de alteração hidrotermal associados, especialmente de silicificação e carbonatação, os quais coincidem com as zonas mineralizadas.

O minério aurífero encontra-se disseminado nos filitos e, principalmente, associado a veios e venulações de quartzo e ankerita, com quantidades menores de sericita. Os veios têm espessuras variadas, são descontínuos e ocorrem geralmente paralelos a foliação milonítica. São ainda observados diferentes conjuntos de veios com estruturas do tipo *tension gashes*, boudinagem, veios de cisalhamento, dobras em bainha, veios de brechação hidráulica entre outros, o que representa um complexo arranjo de relações estruturais e temporais com a deformação regional.

PETROGRAFIA E MINERALOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

Os estudos petrográficos e de difratometria de raios X realizados tanto em amostras de rochas frescas, provenientes de furos de sondagem, como em rochas intemperisadas, revelaram a mineralogia dos principais tipos litologicos da área.

Os filitos não intemperisados tem granulação muito fina e coloração variando de cinza escura a esverdeada, dependendo da quantidade de clorita. A mineralogia essencial é composta por muscovita, quartzo, variáveis quantidades de clorita e finos níveis de matéria carbonosa. Em quantidades menores observam-se calcita, albita, paragonita e opacos, como variados sulfetos. Os filitos com grande quantidade de clorita, ocorrem principalmente no contato com os diques metabásicos. Estas litologias estão invariavelmente cortadas por veios e venulações de quartzo e ankerita, principalmente nas porções mineralizadas, onde estruturas do tipo *box works* também são comuns. Os filitos intemperisados possuem colorações variadas e tem como principais minerais, ilita, esmectita, caolinita, quartzo, cristobalita e óxidos de Mn e Fe, estes últimos frequentemente associados ao ouro livre.

As rochas metabásicas intrusivas apresentam-se com uma coloração esverdeada (quando não intemperisadas) e textura fanerítica média. Têm como minerais essenciais clorita, albita, hornblenda/actinolita, quartzo, e menores quantidades de calcita. Constantes venulações de quartzo e carbonato também estão presentes, por vezes contendo pirita.

MINEROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

A descrição minerográfica de 50 secções e lâminas polidas de amostras do minério sulfetado e os resultados de análises químicas qualitativas e quantitativas por microssonda eletrônica (IG–UFRGS) possibilitaram a identificação e caracterização textural e química dos principais minerais de minério. Os

principais sulfetos reconhecidos são pirita, pirrotita e arsenopirita. Ocorrem quantidades menores de esfalerita, cubanita, gersdorfita (NiAsS), ullmanita (NiSbS) e estibnita (Sb_2S_3), e ainda sulfossais, como berthierita ($FeSb_2S_4$), e antimônio nativo, entre outros minerais mais raros.

A pirita, o sulfeto mais abundante, apresenta também a maior diversidade textural. A pirita de textura framboidal ocorre parcialmente desagregada e disseminada nos filitos menos silicificados. Lianxing & McClay (1992) relacionam esta textura a processos tardi-diagenéticos. Porfiroblastos de pirita rotacionados com sombra de pressão de quartzo ou inclusões concêntricas da ganga, ocorrem em veios de filitos estéreis. Cristais de pirita apresentando zonação textural, com o núcleo poiquílitico (inclusões da ganga e mais raras de rutilo) e bordas límpidas indicam a existência de duas diferentes gerações de pirita: Pyl (núcleo) e PyII (borda). Os contatos entre a PyII e a ganga quartzosa têm geralmente formas que lembram junções tríplices. Texturas de recristalização também são observadas em agregados monominerálicos de estibinita.

As principais texturas de deformação reconhecidas em grãos de pirita, além da textura cataclástica, incluem a presença de estilolitos, identação grão-grão e formas alongadas. Segundo McClay & Ellis (1984) a cataclase e a solução por pressão são os principais mecanismos de deformação da pirita em ambientes metamórficos de baixo grau. Texturas de substituição, evidenciadas pela forma dos contatos entre os grãos, foram observadas principalmente entre grãos de pirita, pirrotita, ullmanita e berthierita.

As arsenopiritas tem ocorrência restrita e são normalmente cristais bem formados (dimensões máximas de 50μ), disseminados segundo a foliação principal. Aparecem, por vezes, cimentados pela gersdorfita e berthierita. Raros grãos de ouro, muito finos (<20μ) ocorrem associados à arsenopirita ou isolados na ganga. Normalmente o ouro livre (<400 *mesh*) é restrito às rochas intemperisadas.

Os resultados do estudo de química mineral nas piritas revelaram a presença de elementos traços como As, Ni e Co preferencialmente na PyII. As análises quantitativas realizadas em arsenopiritas demonstraram comumente razões As/S <1, raras razões As/S >1 e presença de elementos traços como Co, Ni e Sb. Os resultados das análises quantitativas para Au em arsenopiritas ficaram, na maioria das vezas, abaixo do limite de detecção. Imagens produzidas a partir de análises químicas qualitativas, por retroespalhamento de elétrons em grãos de arsenopiritas, revelaram uma zonação composicional nas quantidades de S e As.

DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

A partir da caracterização textural dos minerais de minério, principalmente da pirita, foi possível discutir vários aspectos referentes aos processos controladores da mineralização na área (Canale *et al.*, 1997 e Canale & Chemale, 1997), a saber: 1) o sobrecrescimento metamórfico, evidenciado pela presença de duas diferentes gerações de pirita, e as texturas de recristalização apontam o metamorfismo como um dos principais controladores da mineralização; 2) a presença de porfiroblastos rotacionados, de estilolitos e de textura cataclástica nas piritas indicam a atuação de zonas de cisalhamento durante o evento mineralizante; 3) as relações de substituição entre os sulfetos evidenciam a participação de processos de alteração hidrotermal, com consequente remobilização do minério.

O tratamento dos dados de química mineral, principalmente de pirita e arsenopirita, está ainda em fase preliminar, porém alguns aspectos já podem ser discutidos: 1) a Pyl e a PyII possivelmente apresentam diferenças composicionais em elementos traços; 2) as razões As/S em arsenopiritas sugerem ao menos duas populações deste mineral, ao contrário do que foi observado em trabalhos anteriores (Canale *et al.*, 1997); 3) a zonação composicional identificada em cristais de arsenopiritas pode ser o reflexo da flutuação rítmica das quantidades de As e S durante sua cristalização; 4) a identificação de sulfetos niquelíferos na associação mineral sugere uma participação de rochas básicas no processo de mineralização; e 5) a microssonda eletrônica se revelou um método analítico incapaz de quantificar a ocorrência de ouro refratário em arsenopiritas.

O tratamento estatístico completo dos dados de química mineral e os resultados do estudo estrutural e de petrografia das rochas encaixantes, podem fornecer informações mais precisas acerca dos processos controladores da mineralização na área de estudo. Estas informações, futuramente, poderão ser integradas a outros estudos (tais como, geofísicos, de inclusões fluídas, etc.) no intuito de estabelecer um modelo metalogenético para a área, o que auxiliaria na localização de novos depósitos auríferos semelhantes.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Mineração Itajobi Ltda, pela liberação da área de estudo e pelo apoio logístico durante o trabalho de campo e ao Prof. Dr. O. Marini por seu apoio através do Projeto Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros (Projeto FINEP/PADCT).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CANALE, A. L. & CHEMALE JR., F. (1997) Microtexturas do minério aurífero da Mina Córrego do Sítio, QF, MG: Implicações no controle da mineralização. VI SNET, Pirenópolis, GO, SBG/Núcleo Centro-Oeste, *Resumos expandidos*. p.189-190

CANALE, A. L.; CHEMALE JR., F.; PULZ, G.M. (1997) Caracterização do minério aurífero da Mina Córrego do Sítio, QF, MG. In: MARINI, N. J. (Editor) *Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros*. DNPM/DIREX/PADCT/GTM. Brasília, DF. p.47-51

LIANXING, G. & MCCLAY, K. R. (1992) Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. *Mineralium Deposita*, **27**: p.169-181.

MCCLAY, K. R. & ELLIS, P. G. (1984) Deformation of Pyrite. *Economic Geology*, **79**, p.400-403.

TAKAI, V., PINTO L. C. & DUCHINI JR., J. (1991) Córrego do Sítio Gold Deposit. BRAZIL GOLD'91, p.811-816.

BERILOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL: UM INDICADOR METALOGENÉTICO

CÉSAR-MENDES[1], J; GANDINI[1], A. L.; MARCIANO[2], V. R. P. R. O; SVISERO[3], D. P.
[1] - DEGEO/EM/UFOP - Ouro Preto (MG), julio@degeo.ufop.br / gandini@degeo.ufop.br
[2] - IGC/CPMTC/UFMG - BH (MG), cmartins@oraculo.lcc.ufmg.br
[3] - IGC/USP - São Paulo (SP) - Fax: (011) 818-4258

O berilo é um mineral típico de corpos pegmatíticos. Por sua vez, os pegmatitos apresentam-se como corpos com mineralogia desde a mais simples, representada por quartzo, feldspatos e micas, até a mais complexa onde estão presentes elementos raros.

Embora o berilo seja representado pela fórmula $Be_3Al_2Si_6O_{18}$, ele contém uma série de impurezas incluindo H_2O e os metais alcalinos Li, Na, K, Cs e Rb que, em certas variedades, podem atingir de 5 a 8% em peso. Pode conter ainda Fe, Mn, Cr, Mg, além de outros elementos menos freqüentes (Deer *et al.* 1992). As propriedades mineralógicas do berilo variam em função do seu quimismo, o qual por sua vez, traduz o ambiente de formação desse mineral. Normalmente, a variedade de berilo reflete o tipo pegmatítico no qual ela é encontrada. Nas zonas mais internas dos pegmatitos zonados e altamente diferenciados, geralmente, encontra-se o berilo róseo (morganita), enquanto nos pegmatitos não diferenciados e nas zonas mais externas dos zonados e diferenciados tem-se berilo esverdeado, azulado e amarelado. Portanto, o berilo é um dos minerais que permitem a caracterização geoquímica dos pegmatitos, além da identificação de agrupamentos pegmatíticos petrogeneticamente similares (Cerný 1975).

Em função do tipo pegmatítico, neste trabalho é discutida a composição química dos berilos da região de São José da Safira (Mina do Cruzeiro), Conselheiro Pena (Lavra da Morganita) e Santa Maria de Itabira (Lavras Ponte da Raiz, Morro Escuro e Cedro), em Minas Gerais; Pancas (Lavra de Itajobi), no Espírito Santo e Teixeira de Freitas (Lavra da Vila de Água-Marinha ou Juerana), na Bahia, todas situadas na Província Pegmatítica Oriental Brasileira. Nos garimpos estudados, exceto a Mina do Cruzeiro (César-Mendes 1995), o berilo é o mineral acessório mais comum. As Lavras da Vila de Água-Marinha (César-Mendes *et al.* 1992), da Ponte da Raiz, Morro Escuro e Cedro (Marciano *et al.* 1994; Marciano 1995) e de Itajobi (Gandini *et al.* 1997) estão relacionadas a pegmatitos pouco diferenciados, onde são explotadas a água-marinha e o heliodoro, ocorrendo raramente a goshenita. As Lavras da Morganita (Gandini *et al.* 1997) e do Cruzeiro, constituem-se de pegmatitos altamente diferenciados, onde a morganita e goshenita são encontradas na zona intermediária interna, enquanto a água-marinha ocorre nas zonas mais externas. Observa-se que nesses pegmatitos diferenciados, a presença de uma dada variedade de berilo está condicionada ao seu posicionamento no corpo. Em pegmatitos simples, os berilos são ricos em ferro e a variedade gemológica mais comum é a água-marinha, enquanto nos pegmatitos complexos, eles são ricos em álcalis e representados pela morganita, que por sua vez, apresenta-se enriquecida em manganês (Cerný 1975).

Com relação aos valores obtidos neste trabalho (Tabela 1), os teores de Cs_2O das morganitas provenientes de Conselheiro Pena e São José da Safira, variam entre 3,260 a 3,748 e entre 1,033 a 1,304% em peso, respectivamente. Tais cristais foram amostrados na zona intermediária interna desse pegmatito complexo e altamente diferenciado. Nos berilos incolores e azulados da Lavra da Morganita, as porcentagens em peso de Cs_2O variam entre 0,107 a 0,136 e, entre 0,069 a 0,091, respectivamente. Uma primeira conclusão é que, nas zonas mais internas dos pegmatitos complexos, o teor de Cs_2O cresce abruptamente. Como o Be não foi analisado, deve ser informado que nos ambientes pegmatíticos a variação de BeO normalmente situa-se entre 12 a 14% em peso. Quanto ao Rb, nos berilos de Santa Maria de Itabira seus teores estão compreendidos entre 40 e 52ppm (por espectroscopia de emissão óptica), e nas demais lavras estão abaixo do limite de detecção da microssonda eletrônica. Cerný (1975) e Trueman & Cerný (1982) quantificaram o teor de álcalis dos berilos e sugeriram uma correlação entre os valores de Na/Li x Cs, para representar o nível de fracionamento dos pegmatitos graníticos. Para esses autores, os pegmatitos graníticos seriam representados por quatro grupos: A) pegmatitos estéreis, portadores de Be, Nb e Ta e pobres em álcalis raros; B) pegmatitos com Be, Nb e Ta, enriquecidos em álcalis raros; C) pegmatitos com espodumênio; D) pegmatitos mineralizados em Li, Rb, Cs, Be e Ta (Figura 1). Correia Neves *et al.* (1984), estudando os berilos dos pegmatitos da região de Araçuaí, Governador Valadares e Galiléia, todas localizadas na Província Pegmatítica Oriental, mostraram que a maior parte projeta-se no limite entre os campos A e B da Figura 1. No caso da Mina do Cruzeiro e da Lavra da Morganita, a grande variação nos teores de Li e Cs no berilo, reflete uma forte variação composicional dentro de um mesmo corpo pegmatítico.

Na Mina do Cruzeiro e da Morganita, o berilo ocorre nas cores azul e rósea, em zonas pegmatíticas muito bem definidas. A variedade azul é rica em ferro e a rósea em álcalis e Mn. Em termos da classificação de Trueman & Cerný (1982), que leva em conta os teores de álcalis nos berilos, os pontos referentes aos espécimes azuis e incolores dos corpos de São José da Safira e Conselheiro Pena, localizam-se no campo A, ou seja, de pegmatitos estéreis, mas portadores de Be, Nb, Ta, porém

pobres em álcalis raros. As variedades róseas, por sua vez, projetam-se, respectivamente, nos campos C e D, correspondendo a pegmatitos mineralizados em espodumênio. Os berilos de Santa Maria de Itabira são pobres em Cs e projetam-se no campo A. Tais fatos revelam que as zonas de borda da Mina do Cruzeiro e da Morganita possuem berilos pobres em álcalis raros, semelhantes aos dos pegmatitos simples, enquanto as zonas mais internas conferem uma classificação final do pegmatito entre os corpos altamente diferenciados (Figura 1).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio financeiro fornecido pela Fundação Gorceix da Escola de Minas de Ouro Preto e do CPq da UFMG, o apoio da FAPEMIG (Processo nº CEX.770/90), e o suporte analítico do CPMTC da UFMG e do IGc da UnB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CERNÝ, P. 1975. Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. *N. Jb. Miner., Abh.*, 123(2): 198-212.

CÉSAR-MENDES, J. 1995. Mineralogia e Gênese dos Pegmatito Turmaliníferos do Cruzeiro, São José da Safira, Estado de Minas Gerais. 260p. Tese de Doutorado, IG/USP.

CÉSAR-MENDES, J.; BELLO, R.M.S.; SOUZA, M.M.; GANDINI, A.L.; FUZIKAWA, K.; SVISERO, D.P. 1992. Dados mineralógicos e microtermométricos preliminares dos berilos gemológicos da Vila de Água-Marinha, Município de Teixeira de Freitas, Bahia. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 37, 1992, São Paulo. *Bol. Res. Expand...* São Paulo, SBG, v. 2, p. 113-114.

CORREIA NEVES, J.M.; MONTEIRO, R.L.B.B., DUTRA, C.V. 1984. Composição química de berilos pegmatíticos do Brasil e seu significado petrológico e metalogenético. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(3): 137-146.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *Rock-forming minerals. Dissilicates and ring silicates.* Logmans Scientific & Technical, 696p.

GANDINI, A.L.; CÉSAR-MENDES, J.; SVISERO, D.P. 1997. Dados mineralógicos de berilos de três pegmatitos da Província Pegmatítica Oriental Brasileira. *In*: CONGR. GEOQU. PAÍSES LÍNGUA PORTUGUESA, 4, 1997, Braga. *Actas...* Braga, p. 187-190.

MARCIANO, V.R.P.R.O. 1995. *O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, MG: Mineralogia, Geoquímica e Zoneografia.* 234p. Tese de Doutorado, IGc/USP.

MARCIANO, V.R.P.R.O.; RIOS, F.J.; ACHTSCHIN, A.B.; CORREIA NEVES, J.M.; SVISERO, D.P. 1994. Berilos de pegmatitos de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais - Brasil. *Geonomos*, 2(2):41-50.

TRUEMAN, D.L. & CERNÝ, P. 1982. Exploration for rare element granitic pegmatites. *In*: Cerný, P. ed. *Granitic pegmatites in science and industry*, Mineral. Ass. Canada. Short Course Handbook, 1982, 8: 463-493.

TABELA 1 - Análises químicas dos berilos estudados obtidas através de microssonda eletrônica, absorção atômica (◆), fotometria de chama (●) e espectroscopia de emissão óptica (■).

Localidade	Lavra	Número e Cor	Na_2O	Cs_2O	Li_2O	$\Sigma(Na+K+Cs+Li)_2O$
São José da Safira	Cruzeiro	1 - azulado	0,415-0,510	0,000-0,123	0,086 ◆	0,513-0,731
		2 - rósea	0,879-1,238	1,033-1,304	0,615 ◆	2,554-3,220
Teixeira de Freitas	Juerana	3 - azul	0,114-0,304	0,000-0,049	0,013 ●	0,171-0,377
		4 - amarelo	0,140-0,177	0,099-0,148	-	0,267-0,328
Conse-lheiro Pena	Morganita	5 - incolor	0,961-1,042	0,107-0,136	0,422 ●	1,551-1,627
		6 - azul	0,724-0,793	0,069-0,091	0,195 ●	1,065-1,101
		7 - rósea	1,116-1,204	3,260-3,748	0,843 ●	5,334-5,838
		8 - incolor	0,039-0,086	0,016-0,193	0,006 ●	0,066-0,292
Pancas	Itajobi	9 - azul claro	0,137-0,173	0,013-0,094	0,007 ●	0,201-0,294
		10 - azul	0,219-0,288	0,083-0,450	0,006 ●	0,424-0,803
		11 - amarelo	0,130-0,178	0,000-0,044	0,005 ●	0,167-0,267
Santa Maria de Itabira	M. Escuro	12 - azul	0,07 ■	0,045 ■	0,022 ■	0,177
	Ponte Raiz	13 - azul	0,27 ■	0,061 ■	0,031 ■	0,442
		14 - amarelo	-	-	-	-
		15 - esverdeado	0,32 ■	0,059 ■	0,037 ■	0,436
	Cedro	16 - azul	0,18 ■	0,066 ■	0,029 ■	0,295

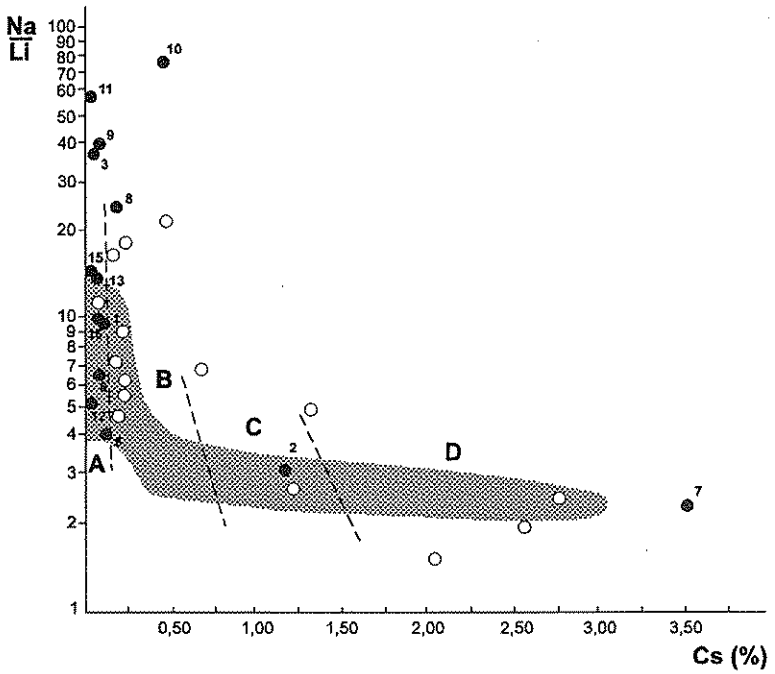


FIGURA 1 - Correlação entre Na/Li x Cs dos berilos analisados (•) projetados no diagrama de Trueman & Cerný (1982), juntamente com dados de Correia Neves *et al.* (1984) (o). A maioria dos berilos estudados projetam-se no limite entre os campos A e B, com exceção de alguns estudados por Correia Neves *et al.* (1984) (o) e os berilos róseos do Cruzeiro (2) e da Morganita (7), que indicam variações composicionais significativas dentro do mesmo corpo.

UMA NOVA OCORRÊNCIA DE ESMERALDA NO GARIMPO DO TOCO, MUNICÍPIO DE NOVA ERA, ESTADO DE MINAS GERAIS

CÉSAR-MENDES[1], J., LOPES[2], P. H. S , INNOCENTINI[2], M. D. M.
[1]*DEGEO/EM/UFOP - julio@degeo.ufop.br*
[2]*ENGENHEIRO GEÓLOGO AUTÔNOMO*

A história da esmeralda no Brasil é muito interessante, pois desde a descoberta, os bandeirantes atravessaram grandes áreas no interior do país à procura de ouro, diamante e esmeralda. Apesar da intensa procura, nunca foi encontrada esmeralda no período do Brasil Colônia. A partir da década de 60, aconteceu uma série de *achados* no Brasil. A primeira descoberta foi em 1963, em Salininha (Bahia), encontrando-se hoje em área inundada pela Barragem de Sobradinho. A partir daí, sucedeu-se uma série de grandes descobertas, podendo ser citadas a de Carnaíba (Bahia) em 1964; Itabira (Minas Gerais) em 1977; Santa Terezinha de Goiás - atual Campos Verdes (Goiás) - em 1981; Socotó (Bahia) em 1983 e a de Capoeirana (Minas Gerais) em 1988 (César-Mendes 1989). A partir de 1995, uma série de novos *achados* sucedeu-se em Minas Gerais, podendo ser citados o do Garimpo do Toco, o de Alfié e o de Canta Galo, todos na região de Nova Era/São Domingos do Prata. A Mineração Canta Galo está iniciando a explotação numa área situada a 13km a sudoeste de Nova Era, em rocha alterada (colúvio) e inalterada, produzindo esmeralda de excelente qualidade gemológica e em condições geológicas muito similares às encontradas na Mina Belmont, Município de Itabira.

A Jazida de Esmeralda do Toco está localizada na porção centro-sudeste do Estado de Minas Gerais e dista cerca de 23km a sudeste da cidade de Nova Era. De modo similar às outras ocorrências desta região, o garimpo está localizado no contato entre uma seqüência vulcano-sedimentar e rochas granito-gnáissicas, estando a mineralização esmeraldífera concentrada dominantemente nas intercalações de xistos provenientes de rochas ultramáficas.

As esmeraldas do Toco são minerais-gemas muito característicos e facilmente reconhecidos como sendo desta jazida. Trata-se de cristais onde não pode ser observada, à vista desarmada, nenhuma inclusão cristalina. Num exame mais superficial, os espécimes dessa lavra, primeiramente pensa-se tratar de esmeralda sintética, tal é a sua *cristalinidade*, ou seja, a sua limpidez e transparência. Um dos problemas das esmeraldas desta jazida é a cor verde fraca da maioria dos cristais. Possivelmente, esse matiz fraco deve-se ao fato desse mineral-gema estar associado a lentes de biotita/flogopita xistos (biotititos/flogopititos) muito finas, ou seja, as rochas fornecedoras dos elementos cromóforos (Cr, V e Fe) são pouco espessas na área da jazida.

O mapeamento litológico, na área de ocorrência da esmeralda do Garimpo do Toco, revelou a presença de dois conjuntos litoestruturais maiores e constituídos, respectivamente, por rochas gnáissicas de composição granítica, pertencentes ao complexo metamórfico, e por uma seqüência vulcano-sedimentar, possivelmente de idade arqueana, intensamente intemperizada e parcialmente encaixada nos gnaisses. A unidade formada por rochas granito-gnáissicas é definida como sendo um gnaisse lenticular (*flaser*) do tipo Granito Borrachudos (Schorscher & Guimarães 1976). A seqüência vulcânica-sedimentar compõe-se basicamente de xistos / gnaisses metapelíticos e xistos derivados de rochas ultramáficas. Subordinadamente aparecem veios de quartzo e corpos pegmatíticos lenticulares de dimensões variadas. A natureza dessas concentrações pegmatíticas e a grande quantidade de inclusões fluidas nas esmeraldas sugerem que a Jazida do Toco tenha sido originada através de um processo envolvendo soluções metassomáticas de natureza pneumatolítica e/ou hidrotermal. As assembléias minerais encontradas na área da jazida indicam que as litologias foram submetidas a um metamorfismo regional de fácies xisto-verde superior, onde podem ser observadas fortes evidências de metassomatismo nas rochas portadoras de esmeraldas (Lopes & Innocentini 1996).

Um fato observado nas várias galerias existentes neste garimpo é o tipo de mineralização, diferente das demais jazidas de esmeralda do Estado de Minas Gerais. Enquanto nas outras minas a cristalização do berilo está associada aos níveis quartzoso-feldspático-micáceos dos corpos pegmatíticos, os 600kg de esmeralda já retirados no Garimpo do Toco foram encontrados nos níveis de biotititos/flogopititos cortados por pequenos veios essencialmente quartzosos, onde pode ser visto muito pouco feldspato. Tal fato indica que a cristalização do berilo e, conseqüentemente, da esmeralda, está ligada às fases tardias da cristalização pegmatítica, ou seja, ela seria uma fase extremamente tardia da evolução desses pegmatitos. Nos corpos mais espessos, onde vê-se o pegmatito simples, ou seja, constituído por quartzo, micas claras e feldspatos, nunca são observados cristais de berilo.

Vários corpos pegmatíticos podem ser observados na área de ocorrência da esmeralda do Garimpo do Toco. Num desses pegmatitos mais espessos, foram determinados a partir de difração de raios X, biotita, flogopita, moscovita, quartzo, litioforita e feldspato caulinizado como minerais principais. Nas rochas quartzo-xistosas, além da difração, nas descrições de lâminas delgadas, observou-se a presença de quartzo, biotita, flogopita, granada, fluorapatita, clorita, cummingtonita e plagioclásio como minerais principais e os acessórios zircão e titanita. Já nos níveis onde tem-se os

biotita/flogopita xistos (biotititos/flogopititos) mineralizados em esmeraldas vê-se, claramente, a diminuição abrupta da quantidade de quartzo no xisto quartzoso, passando as micas da série biotita/flogopita a compor cerca de 90% da rocha. As rochas granito-gnáissicas, do tipo Borrachudos, possuem uma mineralogia composta, essencialmente, por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e acessórios como titanita, apatita e zircão.

Quanto aos dados mineralógicos, esta esmeralda caracteriza-se por uma quantidade muito pequena de inclusões cristalinas, enquanto inclusões fluidas estão presentes em grande número, uma característica das esmeraldas encontradas nas jazidas do Estado de Minas Gerais. Nessas esmeraldas foram determinados os índices de refração com valores de n_ε em torno de 1,576 e o de n_ω de 1,580 e a birrefringência de cerca de 0,004.

Nas esmeraldas do Toco foram obtidas análises químicas, a partir de microssonda eletrônica e entre os óxidos principais o SiO_2 varia de 67,50 a 68,00% em peso; Al_2O_3 de 18,59 a 19,03; Cr_2O_3 de 0,00 a 0,04; FeO de 0,27 a 0,39; Na_2O de 0,32 a 0,46; MgO de 0,21 a 0,40; CaO de 0,00 a 0,02 e K_2O de 0,00 a 0,05%. A correlação entre o quimismo, mostra que os valores de SiO_2 e o Al_2O_3 são cerca de 5% em peso maiores nas esmeraldas do Toco do que os obtidos nas de Santa Terezinha de Goiás; o K_2O, o CaO e o MgO apresentam valores bastante similares e a % em peso de Na_2O é mais de 10 vezes maior na esmeralda de Santa Terezinha (César-Mendes 1989). Visto que nas esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás não é conhecida a fonte do berílio, pois os cristais são explotados em camadas de talco xistos associados a veios carbonatados, enquanto nas esmeraldas do Toco tem-se veios quartzosos e algum feldspato de origem pegmatítica, relacionados a biotitito/flogopitito. Essa diferença na composição química pode estar relacionada à gênese desse mineral-gema.

Quanto aos valores obtidos para os elementos maiores nas esmeraldas de Itabira (Schwarz 1987), observa-se que existe uma perfeita concordância com os resultados encontrados no presente trabalho. A gênese das esmeraldas de Minas Gerais é muito similar, ou seja, sempre tem-se uma intrusão pegmatítica oriunda dos Granitos Borrachudos cortando rochas metaultramáficas, do tipo biotita/flogopita xisto (biotitito/flogopitito). No Garimpo do Toco, observa-se o mesmo que em Itabira (Mina Belmont), Nova Era (Capoeirana e Canta Galo) e São Domingos do Prata (Alfié). Portanto, é perfeitamente compreensível que o quimismo de esmeraldas de contextos genéticos similares, apresentem composições químicas também similares.

Atualmente considera-se o Cr e/ou V e o Fe como os elementos causadores de cores da esmeralda. No caso das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás (Campos Verdes), César-Mendes (1989) enfatiza que a cor está relacionada à percentagem em peso de crômio. Para este autor, nas esmeraldas apresentando uma coloração clara, a % em peso de Cr_2O_3 varia de 0,08 a 0,18; nas de coloração média, varia de 0,20 a 0,30 e nas de cor intensa, foram encontrados teores de até 1,35% em peso de Cr_2O_3. Nesses cristais de Santa Terezinha de Goiás, as % em peso de FeO variam entre 1,23 e 2,66. Nas esmeraldas do Toco, o valor de Cr_2O_3 varia entre 0,000 e 0,044, o de FeO entre 0,267 e 0,388 e o de V_2O_5 entre 0,000 e 0,025. Como já foi dito, estas esmeraldas apresentam uma cor verde pálida, interpretada como uma função da pequena espessura das camadas de rochas metaultramáficas, fornecedoras dos elementos cromóforos Cr, V e Fe. O teor de Cr_2O_3 na esmeralda do Toco é dezenas de vezes menor do que nos outros espécimes clássicos de outras partes do mundo. Os valores de V_2O_5, se mostram iguais aos de Itabira. Quanto aos valores de FeO, são menores do que todos os valores obtidos em esmeraldas brasileiras. Em síntese, a esmeralda do Toco mostra valores muito baixos de todos os elementos cromóforos. Sendo assim, é facilmente explicável a sua pálida coloração verde, uma característica marcante desse mineral-gema.

Portanto, pode-se concluir que na Jazida de Esmeralda do Toco, as rochas encaixantes do tipo quartzo xisto, foram percoladas por soluções residuais derivadas da cristalização dos Granitos do tipo Borrachudos e que produziram auréolas ou bordas, praticamente, só de mica (biotita/flogopita). As mineralizações esmeraldíferas, no Estado de Minas Gerais, sempre são encontradas dentro deste contexto, onde tem-se um pacote de quartzo xisto cortado por corpos pegmatíticos, observa-se uma borda rica em biotita/flogopita e dentro dessas microcamadas de metaultramáficas encontra-se a esmeralda, na forma de porfiroblastos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CÉSAR-MENDES, J. 1989. Aspectos mineralógicos, geológicos e econômicos da esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. 163p. Dissertação de Mestrado, IGc/USP.

LOPES, P. H. S & INNOCENTINI, M. M. 1996. Mapeamento geológico do Garimpo do Toco, Município de Nova Era, Estado de Minas Gerais: em busca das esmeraldas. 71p Trabalho de Graduação, DEGEO/EM/UFOP.

SCHORSCHER, H. D. & GUIMARÃES, P. F. 1976. Estratigrafia e tectônica do Supergrupo Minas e geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: CONG. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 75-86 (Roteiro das Excursões).

SCHWARZ, D. 1987. *Esmeraldas - inclusões em gemas.* Imprensa Universitária/UFOP, 439p.

CONGLOMERADO CRETÁCEO COM POTENCIAL DIAMANTÍFERO NA SERRA DA ÁGUA FRIA/MG

COSTA[1], KELLY VASCONCELOS; PENHA[2], ULISSES CYRINO; e ARAÚJO[3], MÁRIO CONCEIÇÃO

[1] *GEOEXPLORE CONSULTORIA MINERAL LTDA.*

[2] *PÓS-GRADUANDO DO DEPTO. DE PETROL. E METALOGENIA DO IGCE-UNESP, RIO CLARO*

[3] *FUNDAÇÃO GORCEIX/CPRM-SUREG/BH*

INTRODUÇÃO

Os sedimentos cretáceos no Estado de Minas Gerais ocupam uma extensa faixa de direção N-S nas regiões oeste e noroeste, além de formarem testemunhos erosivos esparsos localizados a oeste de Montes Claros, a noroeste da Serra do Cabral e a leste de Três Marias. Trabalhos de Chaves *et al.* (1996) na região de Jequitaí e na bacia do Rio Jequitinhonha atribuem os conglomerados cretáceos aí existentes à Formação Areado (Cretáceo Inferior), enquanto Valadão *et al.* (1994) os inserem na Formação Urucuia (Cretáceo Superior). O presente trabalho reporta uma ocorrência conglomerática de provável idade cretácea com potencial diamantífero na Serra da Água Fria, próximo à cidade de Jequitaí, em áreas de direitos minerários da Cia. Mineradora de Minas Gerais.

ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA E TIPOS DE GARIMPOS

Na Serra da Água Fria, inserida num anticlinório de direção NNE, foram discriminadas (Fig. 1) unidades litoestratigráficas proterozóicas representadas, da base para o topo, por quartzitos do Supergrupo Espinhaço, sedimentos glaciogênicos (inclusive tilitos) da Formação Jequitaí e metapelitos do Grupo Bambuí, e por uma unidade cretácea, constituída da base para o topo por conglomerados, canga laterítica (observada nas encostas da Serra) e arenitos inconsolidados. Não se descarta a possibilidade de tais coberturas arenosas terem idades mais jovens. A unidade conglomerática encontra-se lateritizada e é constituída por clastos semi-arredondados de quartzito e quartzo sem orientação preferencial, suportados pelos clastos, contendo matriz arenosa incipiente. Os clastos apresentam diâmetros entre 5 e 50 cm, com diminuição geral de tamanho e aumento do arredondamento no sentido norte. O horizonte conglomerático aflora principalmente nas bordas e encostas da Serra da Água Fria, entre o nível de 850 a 900m de altitude, e sua espessura varia de 15 a 20m na porção meridional da Serra, diminuindo até 3m em sua porção norte. A espessura da canga laterítica, que ocorre entre as cotas 900 e 950m, oscila em torno de 7 a 15m. A grande espessura do horizonte conglomerático e a pequena participação de sedimentos arenosos nesta unidade reforçam a hipótese de a mesma pertencer à Formação Areado; caso integrasse a Formação Urucuia, intercalações expressivas de níveis arenosos seriam esperadas.

São conhecidos na área dois tipos de garimpo de diamante: ora instalados no aluvião atual do Rio Jequitaí, ora em colúvios sobrepostos aos tilitos Jequitaí (garimpo da Coruja) e aos quartzitos Espinhaço (garimpo da Lavrinha), situados a mais de 100m acima do nível atual do Rio Jequitaí.

PROVENIÊNCIA DOS DIAMANTES

A origem dos diamantes aluvionares da porção leste do Rio São Francisco é ora atribuída aos metadiamictitos Macaúbas (Campos 1991, Gonzaga & Dardenne 1991 *In:* Gonzaga *et al.* 1994), ora aos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (Karfunkel & Chaves 1994). Vale citar que são conhecidos no mundo vários exemplos de transporte de diamante por processos glaciais, como no Quebec, sudoeste africano, nordeste dos EUA, Bolívia e na bacia do Paraná (Oppenheim 1943, Maack 1968, Bardet 1977, Rouffaer 1988, Perdocinni *et al.* 1995, *In:* Campos 1996).

Admite-se aqui que os diamantes da região da Serra da Água Fria-Jequitaí resultem de sucessivos processos sedimentares: **1º** Coleta a partir de suas áreas-fonte (rochas kimberlíticas-lamproíticas pré-cambrianas?, conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho?) pela glaciação proterozóica Jequitaí; **2º** Retrabalhamento fluvial de quartzitos Espinhaço e tilitos Jequitaí no Eocretáceo, formando o horizonte conglomerático descrito. Apesar de não haver garimpos instalados sobre os conglomerados cretáceos, admite-se uma reconcentração dos diamantes a partir dos tilitos, gerando um potencial ainda não conhecido nestes conglomerados; e **3º** Retrabalhamento terciário-quaternário, responsável pela formação de colúvios sobrepostos a quartzitos Espinhaço e tilitos Jequitaí, bem como do aluvião atual do Rio Jequitaí. Suportam os itens 2 e 3 acima: • a existência de garimpos no leito atual do Rio Jequitaí, restritos aos locais onde o rio atravessa sedimentos glaciogênicos Jequitaí; • o fato de o garimpo da Coruja localizar-se em colúvio sobreposto ao tilito Jequitaí; • a presença de garimpo da Lavrinha em colúvio oriundo do intemperismo dos tilitos Jequitaí (hoje erodidos), anteriormente assentados sobre quartzitos Espinhaço, restando sedimentos areno-argilosos com nível conglomerático mineralizado; • a considerável expressão em área do conglomerático, o que atesta um retrabalhamento eocretáceo de grandes volumes de tilitos e demais rochas proterozóicas na região.

Acredita-se que o horizonte conglomerático da Serra da Água Fria resulte do retrabalhamento eocretáceo dos sedimentos glaciogênicos Jequitaí, dentre outros pertencentes ao Supergrupo Espinhaço e ao Grupo Bambuí. Futuros trabalhos de cunho estratigráfico e exploratório na região da Serra da Água Fria poderão revelar um potencial diamantífero para este horizonte conglomerático. A Companhia Mineradora de Minas Gerais está em vias de colocar em licitação pública suas áreas de pesquisa localizadas na Serra da Água Fria.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Presidente da Cia. Mineradora de Minas Gerais, Dr. Carlos Cotta, por permitir a divulgação deste trabalho, ao geólogo Guilherme Gonzaga pela revisão do texto, e ao técnico em mineração Valdir Vasconcelos, da Geoexplore, pela digitalização do mapa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAMPOS, J.E.G. 1996. *Estratigrafia, Sedimentação, Evolução Tectônica e Geologia do Diamante da Porção Centro-Norte da Bacia Sanfranciscana.* 204p. (Tese de Doutoramento,UnB,Brasília,nº12).

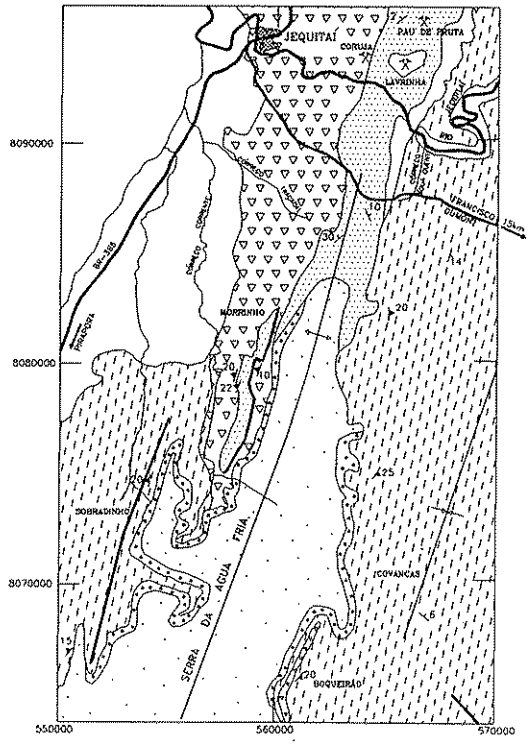
CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; PENA, J.L.M.M. 1994. Depósitos coluviais diamantíferos da região de Jequitaí, Francisco Dumont, MG. In: CONG. BRAS. GEOL. 38,Camboriú. *Anais*... Camboriú,SBG:189-190.

CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; RIBEIRO, S.H. 1996. A protobacia do Rio Jequitinhonha (MG) durante o Eocretáceo e seu potencial diamantífero. In: SIMP.SOBRE CRETÁCEO DO BRASIL,4,Rio Claro. *Bol.*,Rio Claro:195-198.

GONZAGA, T.; TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C. 1994. The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil. *IMineral. Deposita*, **29**:414-421.

KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. 1994. Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais, e sua possível relação com os diamantes aluvionares da região. In: SIMP. CRETÁCEO NO BRASIL,3, Rio Claro. *Anais*... Rio Claro,SP.

VALADÃO, R.C.; AUGUSTIN, C.H.R.R.; RICARDO, L.; CANÇADO, F.L.L. 1994. Conglomerados cretácicos na porção leste da Serra do Cabral-MG. Novos subsídios à reconstrução paleogeográfica mesozóica. In: CONG. BRAS.GEOL.,38,Camboriú. *Anais*... Camboriú, SBG, p.237-239.



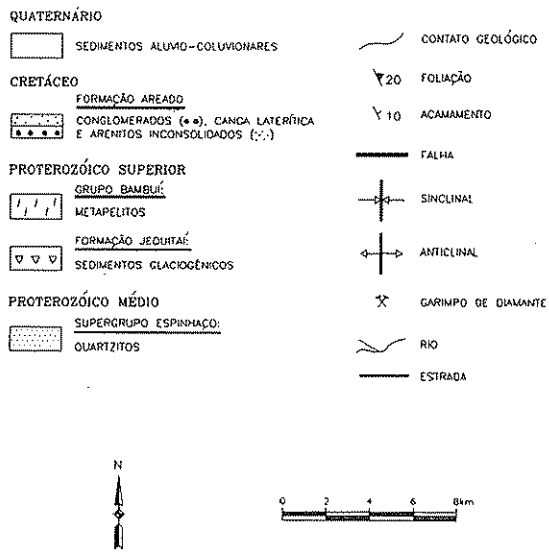


FIGURA 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA SERRA DA ÁGUA FRIA, MG

1 : 200.000 DTDIQ011

EXPLORAÇÃO MINERAL PARA CHUMBO E ZINCO NA REGIÃO DE JOÃO PINHEIRO/MG

PENHA[1], ULISSES C.; FONSECA[2], MARIA B. R.; MARQUES[3], ROSA E. F. e SABÓIA[3], LINEU A.

[1]PÓS-GRADUANDO DO DEPTO. PETROLOGIA E METALOGENIA DO IGCE/UNESP-RIO CLARO

[2]CONSULTORA AUTÔNOMA

[3]GEOEXPLORE CONSULTORIA MINERAL LTDA.

INTRODUÇÃO

Desde os anos 70, empresas têm efetuado exploração mineral na porção noroeste de Minas Gerais. Recentemente a Comig (Companhia Mineradora de Minas Gerais) executou, em 450 km^2 próximos a João Pinheiro, processamento digital de imagens Landsat TM-5, mapeamento geológico 1:50.000 e prospecção geoquímica de semi-detalhe com enfoque exploratório para depósitos do tipo "Sedex" (sedimentar-exalativos) de Pb-Zn. A geologia da região compreende coberturas terciárias a quaternárias, seqüências cretáceas (grupos Areado e Mata da Corda) e proterozóicas (grupos Paranoá e Bambuí; Formação Vazante, hospedeira de depósitos de Zn, Pb e fosfato; e Formação Paracatu, onde se situa a mina do Morro do Ouro). Este trabalho apresenta sumariamente os resultados do programa exploratório da Comig, e uma interpretação dos significados das anomalias de chumbo e zinco detectadas.

GEOLOGIA DA ÁREA E TRABALHOS EXPLORATÓRIOS

A estruturação da área (Fig. 1) é condicionada pela Falha de João Pinheiro-FJP, constituída por dois segmentos. O segmento ocidental apresenta relevo acentuado e direção NNW, a norte da cidade de João Pinheiro-JP, fletindo para N-S ao sul da cidade. O segmento oriental tem expressão secundária, relevo mais arrasado e direção NNE, situando-se a norte de JP. Esta falha constitui um sistema de empurrão regional, e estudos recentes de Pinho (1990) no setor NNW de seu segmento ocidental demonstram sua atuação como zona transpressiva, com desenvolvimento local de falhas inversas durante a inversão da bacia. Na Fazenda Formoso, a sul de JP, dolomitos subverticalizados (N-S/70ºW) com estromatólitos estirados sub-horizontalmente comprovam rejeitos direcionais para a FJP (Fonseca 1995). As rochas aflorantes a W do segmento oriental da FJP foram atribuídas por Fonseca (*op.cit.*) como possivelmente pertencentes ao Grupo Paranoá: metapelitos carbonatados (Fig. 1) que gradam a calcários impuros e mostram foliação principal com mergulhos de 30-50ºWSW. No segmento ocidental os calcários alternam-se metricamente com metapelitos impuros (carbonáticos, negros piritosos, ou fosfatados), com horizontes descontínuos e delgados de quartzitos fosfatados e piritosos (Fazenda Panelas), bem como com brechas carbonáticas e calcários estromatolíticos. Ao microscópio, os quartzitos fosfatados têm 3 a 25% de colofana/apatita, sob a forma de nódulos, grãos alongados, ou como cimento entre os grãos; localmente ocorrem piritas euédricas disseminadas (Ludmila Mota *com. verbal*). O Grupo Bambuí aflora a leste do setor oriental da FJP e está representado por suas formações de topo, com contato gradacional entre si. A Formação Serra da Saudade (porção NE da área) compreende metapelitos carbonáticos com intercalações métricas de meta-argilitos e metassiltitos verdes. Ao microscópio são meta-argilitos, meta-arenitos argilosos e subarcosianos, com teores variáveis de carbonato. Ao norte de JP (Fazenda Cancela), próximo ao segmento oriental da FJP, ocorre galena associada a veios de quartzo, lavrados no passado, encaixados em meta-arcósios hidrotermalizados (contendo clorita, argilo-minerais, sericita e turmalina) da Formação Serra da Saudade. Na zona de influência da FJP as rochas desta formação mostram foliação principal com mergulhos médios de 35º para NW, localmente subverticais, e afastadas dela tendem à sub-horizontalidade, como na Serra das Maravilhas, onde transicionam para a Formação Três Marias, aflorantes no extremo leste da área e constituída de meta-arcósios e metassiltitos.

ESTUDO GEOQUÍMICO ORIENTATIVO (Fazenda Cancela)

Constou de coleta de 48 amostras de SC-sedimentos de corrente e de 18 de CB-concentrados de bateia, sendo os SC analisados por ICP-plasma para 31 elementos a nível de ppm. A amostragem de solo abrangeu 99 amostras, espaçadas 50m ao longo de três linhas orientadas N65ºE, analisadas por ICP-plasma, a nível de ppm, e para Au (método BLEG-"bioleaching in extractable gold") a nível de ppb (Delgado 1995).

AMOSTRAGEM DE SEMI-DETALHE (450 km^2)

1 amostra de SC a cada 500m ao longo das drenagens e 1 de CB a cada 2.000m em braços de drenagens de 1ª, 2ª e 3ª ordens, totalizando 702 amostras de SC, analisadas em fração <80# por ICP-água régia, e 191 amostras de CB analisadas mineralogicamente e por absorção atômica-água régia, com determinação de Cu,Pb,Zn,Ag,Cd; além de 191 amostras de 3kg de SC *in natura* analisadas para Au (BLEG, nível ppb).

ANOMALIAS GEOQUÍMICAS E POTENCIAL METALOGENÉTICO

As anomalias geoquímicas de SC de Zn (>50ppm) e Pb (>140ppm) restringem-se às litologias do Grupo Paranoá (menos na Fazenda Cancela), estando em sua maioria alinhadas segundo a FJP. As anomalias de Pb predominam a norte de JP, e as de Zn a sul. Exceto na Fazenda Cancela, todas as anomalias constituem pontos isolados, representando pequenas bacias de captação. Na área de João Pinheiro, depósitos de Pb-Zn poderiam estar relacionados a falhas longitudinais regionais (como a FJP), que teriam ter atuado como zonas distensivas durante a sedimentação Paranoá, à semelhança da Falha de São Domingos (Alvarenga & Dardenne 1978). A existência de brechas carbonáticas, metapelitos piritosos e filitos carbonosos próximos à FJP sugere uma evolução sedimentar sintectônica, o que reforça o potencial da área para depósitos "Sedex". Esta hipótese é sustentada pela disposição alinhada das anomalias geoquímicas, segundo zonas paralelas à FJP, sugerindo mobilização de fluidos metalíferos em zonas distensivas sinsedimentares, e/ou frentes de migração de fluidos por efeito de sobrecarga das fatias crustais empilhadas pelos empurrões da Faixa Brasília, gerando concentrações localizadas de Pb-Zn. Podem ainda refletir mineralizações situadas em profundidade que, devido a "trapeamento" dos pacotes litológicos, mostram fracos sinais de sua existência ao longo de zonas mais permeáveis: fraturas e falhas. Quanto ao potencial da área, considerando-se os dados existentes, pode-se dizer que a mesma só tem potencial geológico, indicado pela continuidade de anomalias isoladas e discriminadas de Pb e Zn. Para se avaliar seu real potencial mineral para Pb e Zn, são necessários trabalhos adicionais de geofísica e sondagem.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Diretor-Presidente da Cia. Mineradora de Minas Gerais, Dr. Carlos Cotta, por permitir a divulgação dos dados contidos neste trabalho, e ao técnico em mineração da Geoexplore, Valdir Silva, pela digitalização do mapa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARENGA, C.J.S. & DARDENNE, M.A. 1978. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos,MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife. *Anais...* Recife, SBG, 2: 546-556.

DELGADO, S.L. 1995. Projeto Sedex-João Pinheiro. Estudo Orientativo de Prospecção Geoquímica de Semi-Detalhe. Ocorrência de Galena da Fazenda Cancela. Comig (rel.interno),14p.

FONSECA, M.B.R. 1995. Projeto Sedex-João Pinheiro (CRME). Comig (rel. interno), 8p.

PINHO, J.M.M.;.1990. Caracterização da movimentação transcorrente da falha Vazante, Vazante,MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal. *Anais...* Natal: SBG/NE, v5: 2284-2285.

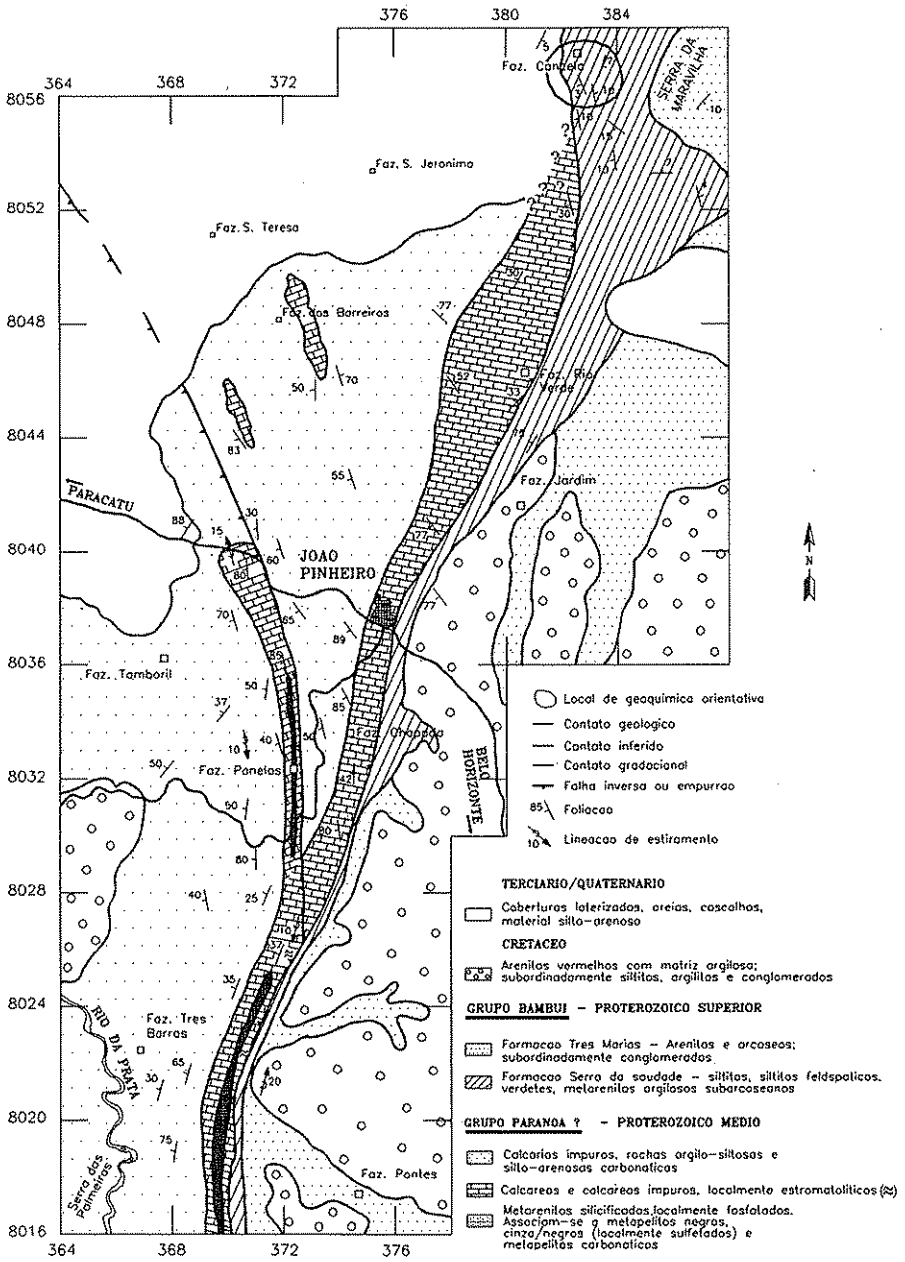


FIGURA 1 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE JOÃO PINHEIRO, MG
(MODIFICADO DE FONSECA 1995)

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA METALOGÊNESE DO MANGANÊS NA FORMAÇÃO FERRÍFERA ITABIRA: DADOS PRELIMINARES SOBRE O CONTEÚDO METALÍFERO DE MINÉRIOS DE ÓXIDOS DE MANGANÊS DA SERRA DA MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

PIRES[1], F. R. M.; CABRAL[2], A. RAPHAEL
[1]*DEPTO. GEOLOGIA, UFRJ)*
[2]*PHELPS DODGE DO BRASIL*

Apesar da existência de dezenas de depósitos de óxidos de manganês encaixados nos itabiritos da formação ferrífera Itabira (Grupo Itabira, Proterozóico Inferior), poucos estudos se têm dedicado à compreensão de sua gênese. Para os depósitos mais discutidos, aqueles da região de Miguel Burnier, as hipóteses recaem em (i) origem residual a partir da lixiviação de rochas calcáreas (Scott 1900; Singewald & Miller 1916) ou (ii) sedimentos originariamente depositados como Mn-óxidos (Harder & Chamberlin 1915 e Guimarães 1935). Deposição primária contemporânea aos itabiritos e posterior concentração pelo intemperismo foram considerados em conjunto por Park *et al.* (1951) como explicação à origem dos minérios de Mn-óxidos do Quadrilátero Ferrífero (QF).

O reconhecimento de estruturas nodulares de Mn-óxidos em concordância com o bandeamento composicional do itabirito hospedeiro na serra da Moeda (F.R.M. Pires, não publicado) tem sugerido a possibilidade de natureza primária. Devido a escassez de relatos sobre nódulos de manganês em sedimentos precambrianos (Roonwal & Chatterjee, 1982) sobreveio o interesse pelo conteúdo metalífero dos minérios de manganês do QF. Análises preliminares de Cu-Co-Ni-Cr-Pb-V em Mn-óxidos da Serra da Moeda, alguns dos quais de feição nodular, são apresentados e suscitam discussão sobre a metalogênese do manganês (e do próprio ferro) na formação ferrífera Itabira.

Os resultados de análises por espectrometria por absorção atômica, em dez amostras de Mn-óxidos estão apresentados na Tabela 1. Considerando que as amostras sejam representativas de acumulação primária de manganês, os baixos valores indicam, em diagrama ternário Fe/Mn/(Cu+Ni+Co).10 para depósitos ferromanganesíferos, filiação hidrotermal dos metais. Não obstante, razões Mn/Fe entre 5.0 e 0.5 são pertinentes a depósitos hidrógenos que distintivamente possuem alta concentração relativa de Ni, Co e Cu. (Bonatti *et al.* 1972a, Rona 1978).

Se ainda é prematuro sugerir uma fonte para os elementos com os presentes dados, a revisão da literatura sobre as jazidas de manganês no QF tem mostrado íntima associação entre barita e Mn-óxidos. Quantidades significativas de barita, entre 1.0 e 8.8%, foram assinaladas nos minérios da região de Miguel Burnier (Branner 1899 e Scott 1900). A barita tem sido considerada não somente um indicador de aporte (Bonatti *et al.*1972b e Rona 1978), como também de proximidade à fonte hidrotermal (Makharadze & Ikochvili 1970). No caso de tais depósitos, seria possível atribuir a presença de barita apenas como mineral resistato, a partir do intemperismo de rochas calcáreas que teria sido responsável pelo enriquecimento relativo de manganês. E com efeito jazidas de barita em dolomitos são conhecidas na região de Ouro Preto (Lacourt 1938). Entretanto, deve-se notar que as análises químicas apresentadas por Scott (1900) mostrando a variação de composição do material desde o dolomito até o minério de manganês indicam o surgimento de barita à proximidade deste último. A julgar pelas descrições de Scott (1900) e Schwerber (1927), as jazidas de Miguel Burnier estão encaixadas em itabiritos e, dessa maneira, não se relacionam diretamente a dolomitos. Entretanto ao longo do perfil da galeria Velha (no. 9), são encontrados dolomitos, brecha dolomítica e itabiritos dolomíticos. Harder & Chamberlin (1915) sugeriram que as rochas carbonáticas ocorrem em horizontes distintos dos leitos manganesíferos. Park *et al.* (1951) presumiram que em nenhum depósito do QF quantidades apreciáveis de Mn-óxidos foram observadas em estreita relação com rochas calcáreas. Entretanto foi observado que, pela alteração, dolomitos impuros produzem saprolito relativamente enriquecido em Mn-óxidos (Dorr, 1969). Ainda assim, há possibilidade de que a presença de barita nos minérios de manganês de Miguel Burnier indique deposição relativamente próxima a fonte hidrotermal de Mn e Fe.

Recentemente, estudos de elementos terras raras (Raposo & Ladeira 1993 e Raposo 1996) têm sugerido participação de fluidos hidrotermais submarinos na origem dos itabiritos. Esta perspectiva corrobora a necessidade de investigar os leitos manganesíferos dos itabiritos como elemento fundamental à caracterização da fonte e mecanismo de deposição dos metais da formação ferrífera Itabira. Existe possibilidade alternativa de que os conteudos relativamente elevados de Ni, Cr, V, Ti, Co nos Mn-óxidos representem produto de alteração de itabiritos ricos em magnetita, que concentraria aqueles metais secundariamente nos atuais nódulos.

Tabela 1. Composição química parcial de alguns nódulos.

Amostra	Mn (%)	Fe(%)	Cu(ppm)	Co(ppm)	Ni(ppm)	Cr(ppm)	Pb(ppm)	V(ppm)
1	26,22	20,46	48,68	137,1	100,13	78,79	127,95	107,3
2	41,89	10,85	n.d.	120,1	60,24	55,6	135,22	80
3	46,63	8,75	n.d.	58,1	87,2	34,45	165,75	69,4
4	37,68	15,13	n.d.	94,94	84,72	59,01	142,48	84,2
5	27,02	16,71	n.d.	29,76	97,38	46,73	245,71	52,6
6	22,19	35,4	n.d.	36,94	167	64,26	95,81	58,9
7	28,23	16,58	54,77	303,37	145,75	96,21	182,3	82,1
8	32,04	22,05	n.d.	102,64	209,25	53,73	113,11	69,4
9	46,6	7,64	3,6	67,52	172,25	69,88	70,53	54,7
10	34,27	23,41	n.d.	30,58	147	103,59	n.d.	27,4

Localização: (1) Tutamea-Chalé, (2 a 4) Pau Branco, (5) Wad c/ ocreito, (6 e 7) Tutamea II e (8 a 10) Tutamea III.

AGRADECIMENTOS

F.R. Pires é agradecido ao CNPq pelo auxilio material. A. Raphael Cabral é particularmente grato ao Sr. H. K. G. Krause pela tradução do artigo de Schwerber (1927).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BONATTI, E.; KRAEMER, T & RYDELL, H. 1972a. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits. In: HORN, D.R. (Ed.) *Ferromanganese deposits on the ocean floor*, p. 149-166.

BONNATTI, E.; FISHER, D. E.; JOENSUU, O; RYDELL, H. S. & BEYTH, M. 1972b. Iron-manganese-barium deposit from the northern Afar Rift (Ethiopia). *Econ. Geol.*, **67**: 717-730.

BRANNER, J. C. 1899. The manganese deposits of Bahia and Minas, Brazil. *Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, 29: 756-770.

DORR, J.V.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil.* U.S. Geol. Survey, prof. paper 641-A, 110 p.

GUIMARÃES, D. 1935. *Contribuição ao estudo da origem dos depositos de minerio de ferro e manganez do centro de Minas Geraes.* Rio de Janeiro, SFPM ,Bol 8, 70p.

HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. 1915. The geology of central Minas Geraes, Brazil. *Jour. Geol.*, **23**: 385-424.

LACOURT, F. 1938. Baritina e pirita no município de Ouro Preto, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, **34**, p. 298-301.

MAKHARADZE, A. I. & IKOCHVILI, D. V. 1970. O baritakh v Tchiaturskom margantsevom mestorojdenii. *Dok. Ak. Nauk SSSR*, 190(5): 12041206. (em russo)

PARK, C. F. Jr.; DORR, J. V. N.; GUILD, P. W.; BARBOSA, A. L. M. 1951. Notes on the manganese ores of Brazil. *Econ. Geol.*, **46** (1): 1-22.

RAPOSO, F. O. 1996. Formações ferríferas e metassedimentares químicas de áreas selecionadas do Quadrilátero Ferrífero e suas relações com níveis rudáceos. 172p. (Dissertação de mestrado, IGC, Universidade Federal de Minas Gerais).

RAPOSO, F. O. & LADEIRA, E. A. 1993. Litoquímica de elementos terras raras de itabiritos da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 7. Belo Horizonte, 1993. *Anais* ... Belo Horizonte, SBG-MG, Bol. 12, p. 95-98.

RONA, P. A. 1978. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. *Econ, Geol.*, **73** (2): 135-160.

ROONWAL, G. S. & CHATTERJEE, B. K. 1982. Fossil manganese nodules from a Precambrian horizon in South Bihar, India. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1982, H. **6**, p. 279-286.

SCHWERBER, M. 1927. Über die Manganvorkommen im Staate Minas Geraes, Brasilien. *Metall und Erz*, Jg. XXIV, H. 14: 329-331.

SCOTT, H. K. 1900. The manganese ores of Brazil. *Jour. Iron Steel Inst.*, 1: 1-40.

SINGEWALD. J. T. & MILLER, B. 1916. High grade manganese ores of Brazil. *The Iron Age*, **97**: 417-420.

BACIAS TERCIÁRIAS E ENRIQUECIMENTO DE MINÉRIO DE FERRO

RIBEIRO, DINIZ TAMANTINI e ZAVAGLIA, GUILHERME
MINERAÇÕES BRASILEIRAS REUNIDAS (MBR)

INTRODUÇÃO

Pequenas depressões que ocorrem sobre as rochas da Formação Cauê são comuns no Quadrilátero Ferrífero (QF). Estas depressões, normalmente preenchidas por argila detrítica, têm forte associação com zonas de maior enriquecimento em ferro.

O desenvolvimento desta feição geomorfológica ocorreu principalmente durante o período Terciário, através da lixiviação gradativa, por águas subterrâneas/pluviais, dos minerais de ganga da formação ferrífera bandada (FFB). Os óxidos de ferro nestas rochas, por serem mais estáveis, concentram-se nas zonas de alteração formando os depósitos de minério friável de alto teor.

A reacomodação do material residual provoca subsidência na superfície do depósito criando um ambiente de deposição onde o aporte de sedimentação fina terrígena é acentuado através de um sistema de drenagens endorreicas.

A Bacia do Gandarela e os pequenos depósitos de argila sobre a FFB nas minas do Pico e do Tamanduá e depósitos de Capitão do Mato e Capão Xavier, além dos lagos presentes nas Serras Sul e Norte da Província de Carajás são exemplos deste tipo de ambiente

Um modelo dinâmico, usando "lixiviação" e "queda" aleatória de pontos em uma matriz bandada bidimensional foi desenvolvido neste trabalho para simular o processo de enriquecimento de minério de ferro.

INTEMPERISMO

A resposta diferenciada dos minerais da FFB às condições intempéricas tem papel fundamental no modelamento dos depósitos de ferro de alto teor. Nestes depósitos, a circulação de fluidos promove a lixiviação preferencial das bandas compostas por sílica e/ou carbonato e, consequentemente, causa um aumento residual no teor de ferro.

A dissolução da dolomita é colocada por Viel et al. (1987) como o principal fator na formação do minério das minas de Águas Claras e Mutuca e do Depósito de Capão Xavier. Em jazidas predominantemente silicosas, a solubilidade da sílica, embora baixa, pode ser aumentada substancialmente por reações com Fe^{2+} em águas subterrâneas (Harmsworth et al. 1990).

ESTRUTURAS

Os processos de enriquecimento supergênico estão ligados à existência de estruturas condicionantes que possibilitam a percolação de água subterrânea e a fuga de elementos da FFB. A geração de sistemas artesianos abertos permite o acesso da água subterrânea a níveis profundos. Na Mina do Tamanduá o horizonte de enriquecimento de minério de ferro atinge profundidades de até 500 m. Os condicionantes principais são: a Falha do Tamanduá, para abertura do sistema, e os diques e "sills" de rocha básica que atuam como barreiras hidrodinâmicas (Zavaglia 1995).

O carreamento de elementos provoca reacomodações do material remanescente, fazendo com que surjam novos rearranjos. Os grãos e placas de óxidos de ferro, mais densos, tendem a ocupar os vazios deixados pelo material lixiviado (Fig. 1). A continuidade do processo de migração gravimétrica origina estruturas atectônicas: brechas de colapso, feições onduladas, falhas normais não penetrativas e os grandes corpos de minério friável. Na Mina do Pico (Fig.2), o corpo de minério friável é sobreposto por um depósito de argilas (Sl) que tem como base um paleo-horizonte laterítico composto por canga (Cg). Ocorrem ainda na mina falhas normais cortando depósitos de argila e estruturas de colapso junto ao contato do minério (Hm) com o dique básico (Rb).

BACIAS E SEDIMENTAÇÃO

As bacias Terciárias intramontanas que ocorrem no QF sobre as Formações Cauê e Gandarela foram formadas durante o rejuvenescimento da superfície Gondwana por um segundo ciclo erosivo que atingiu o topo das grandes estruturas do QF (Barbosa & Rodrigues 1967).

Dentre as bacias do QF destaca-se a do Gandarela, uma bacia de 4 Km^2 de superfície composta por linhitos, argilitos e arenitos. Maizatto et al. (1996) encontraram fósseis de microalgas nos sedimentos da bacia do Gandarela com idade de 38 milhões de anos.

Turcq et al. (1993) ressaltam a existência de mais de uma dezena de pequenos lagos alojados em depressões fechadas no platô de Carajás. Absy et al. (1993) realizaram estudos estratigráficos e palinológicos nos sedimentos de um lago situado na serra sul de Carájas confirmando a deposição de um pacote de argilas de 6 m de espessura durante um período de 60 mil anos.

CONCLUSÃO

A lixiviação continuada dos minerais de ganga dos itabiritos da Formação Cauê durante o Terciário é considerada como responsável pelo surgimento de feições geomorfológicas típicas (dolinas) sobre as zonas de alto teor de minério de ferro. O desenvolvimento destas feições, ao contrário do que ocorre em relevos cársticos, pode ocorrer gradualmente, como está evidenciado nos modelos simulados. Os efeitos deformativos gerados por este processo são significativos e devem ser melhor analisados através de testes com modelos físicos em laboratório.

Do ponto de vista prático, a confirmação de tal hipótese é fundamental nos trabalhos de modelagem e avaliação de jazidas de ferro e, em termos prospectivos, pode-se afirmar que a existência de depósitos de argila sobre FFB indica um bom alvo de pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABSY,M.L., MICHEL, S., ABSY, M.L.1993 - Paleoclima da Amazonia - A história do clima e da vegetação pelo estudo do polén - *Revista Ciência Hoje*, v.16, p. 26-30.

BARBOSA, G.V., RODRIGUES, D.M.S. 1967 - Quadrilátero Ferrífero. Apostila da UFMG. Bol. Mineiro de Geografia, Nos. 10&11, Belo Horizonte.

HARMSWORTH, R.A., KNEESHAW, M., MORRIS, R.C., ROBINSON, C.J. and SRIVASTAVA, P.K. 1990 - BIF Derived Iron Ores of the Hamersley Province, in *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. p. 617-642.

MAIZATTO, J.R., REGALI, M.S.P., CASTRO, P.T. 1996 - Fresshwater Dinoflagellates in Cenozoic Gandarela Basin. In: CONGR. PALEOGENO DE AMERICA DEL SUR, Santa Rosa, 1996, p.13-14.

TURCQ, B., SUGUIO, K., MARTIN, L., FLEXON, J.M.1993 - Registros milenares nos sedimentos dos lagos da Serra de Carajás. *Revista Ciência Hoje*, v. 16, p. 31-35.

VIEL, R.S. MOREIRA, P.C.H., ALKMIN, F.F. 1987 - Faciologia da Formação Cauê e Gênese do Minério de ferro friável de Águas Claras, Serra do Curral -M.G - In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, Ouro Preto, 1987, p.137 - 153.

ZAVAGLIA, G. 1995 - *Condicionantes Geológicos do Comportamento dos Minérios de Ferro do Depósito de Tamanduá (MG) no processo metalúrgico de redução direta* .200 p. (Dissertação de Mestrado, UFOP/DEGEO).

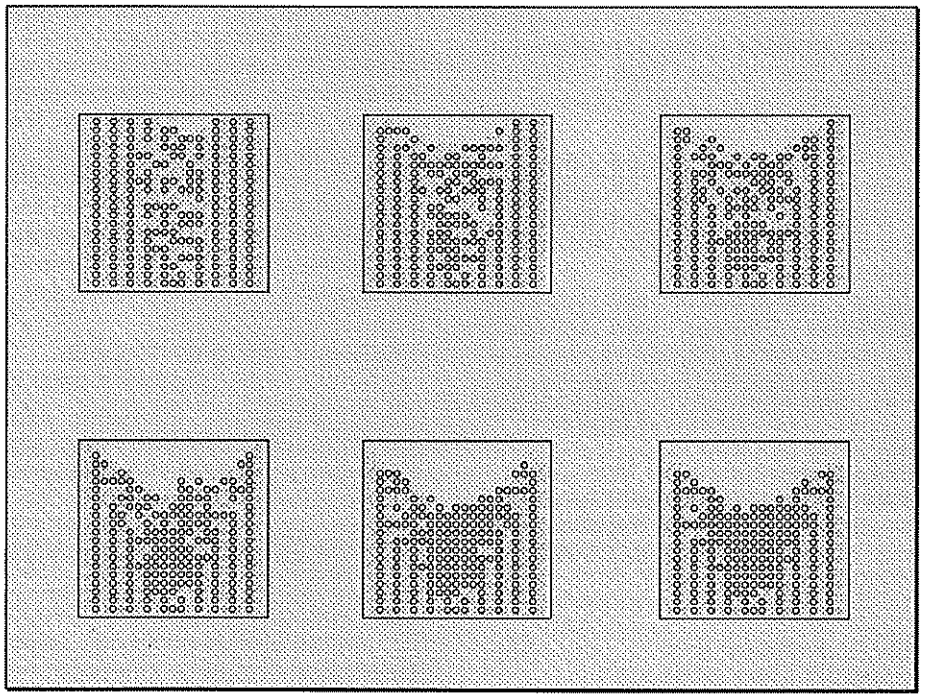


Fig.1 - Seis estágios simulados de " lixiviação" em estrutura bandada vertical. Os pontos negros concentram-se a partir da retirada aleatória dos pontos claros.

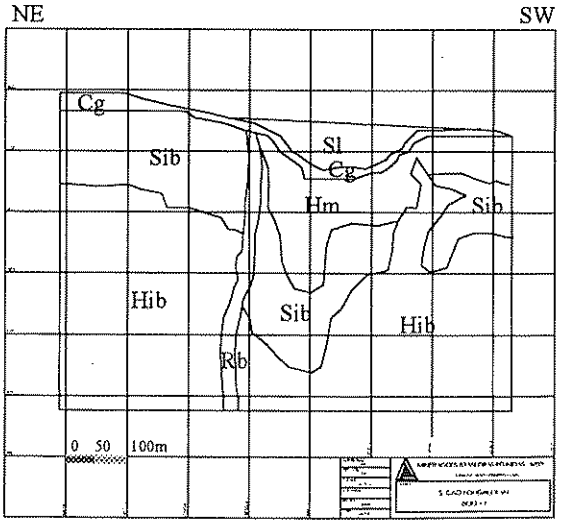


Fig.2 - Seção Longitudinal Mina do Pico - Canga(Cg), Minério friável (Hm), Itabirito Friável (Sib), Itabirito Compacto (Hib), Solo (Sl) e Rocha Básica (Rb).

NOVO SITIO HIDRO-TERMOMINERAL, EM ITABIRA, MG

SILVA, HAROLDO ZEFERINO

INTRODUÇÃO

A presença de águas termais em Minas Gerais é generalizada. Abundantes trabalhos têm sido publicados desde o século passado, pela importância que havia na crença dos seus efeitos terapeuticos, coisa aliás universal. O status atual reveste-se da curiosidade geológica concernente às mesmas e a sua importância na solução de problemas geoquimicos, não devendo deixar de referir-se à complexidade da sua hidrologia e afinidade à questões magmáticas.

HISTÓRICO

O presente trabalho refere-se à presença de águas termais em Itabira, MG, na serra do Cauê, em condições ainda não reveladas. Considerando a associação de tais manifestações a condições geológicas distintas ou talvez incomuns, citaremos que na área do Quadrilátero Ferrífero são conhecidas as seguintes : Água Quente, próxima ao pico de Itabira do Campo (Itabirito), Água Santa, perto da Estação Rodoviária de Itabira, e Água Quente, na extremidade leste da serra do Caraça, em Catas Altas. A temperatura média anual em Itabira é de 22ºC.

GEOLOGIA

Esta é constituída de sequências de rochas metasedimentares e metavulcânicas, subordinadas ao escudo atlântico, distribuidas em área relativamente pequena, 100 km^2, dimensões próximas de 16 por 6 quilometros, mas de grande feição quanto ao relêvo. Este é aspero, linha de cumiada atingindo quasi 1400 m, a hipsométrica de 800 m determinando medianamente a separação do peneplano.

A conformação geral é de sinclinal fechado. A estratigrafia está consubstanciada nos supergrupos Rio das Velhas e Minas, com sequências mutáveis, e presença de intrusivas básicas e ultrabásicas. Considerada uma das regiões de geologia mais complexa do nossso país, o seu conhecimento sistemático foi consolidado pelo trabalho de Barbosa e Dorr (1963). A última avaliação corrente foi realizada por Vaz de Mello, et al. (1984). A feição holocênica das rochas reveste-se de profunda degradação, de origem endógena e exógena, com consequente argilomineralização generalizada, alcançando a mais de 500 m. Assim sendo, a estrutura pedogênica é potente e variada, as fácies quartzosas assumindo também feições siltosas.

Espessos estratos de quartzitos do grupo Piracicaba recobrem potentes formações itabiriticas do grupo Cauê. Demais rochas associadas, notadamente as filíticas, não são tão expressivas. Ressalte-se a ausência muito comentada de carbonatos, ausência esta enigmática. A história geológica é polimetamórfica. A questão estrutural é transcendente, naturalmente. O reticulado de planos cisalhantes é denso, muitas vezes muito adjacentes, gerando clivagem. A disjunção primática é frequente para os corpos rígidos de minérios ou outras rochas.

A consequência desta catacláse profunda e da argilomineralização é a construção de um vasto edificio de poros de natureza diversa, variando de micro a macrocapilares, assegurando boa permeabilidade.

HIDROTERMALISMO

A borda leste da serra do Cauê possue duas manifestações de hidrotermalismo. A mais acentuada denomina-se Água Santa, estando vinculada à história de Itabira. Está situada na antiga porta de entrada da cidade colonial, vindo de Ouro Preto, abaixo do local Moinho Velho, onde ocorre espesso banco de canga aluvial. Esta fonte está referida com certo detalhe no trabalho de Barbosa e Dorr (1963), por causa da sua possivel caracterização hidrogeoquimica. Situa-se à margem esquerda do córrego da Chácrinha, o qual procede de um jazimento de itabirito. A fonte escoa de dentro de uma gruta de entrada arredondada, mais ou menos dois metros de diâmetro, dois metros de profundidade, constituindo a encosta da margem, cuja altura da soleira da boca acima da drenagem do referido córrego é igual a pouco mais de três metros.A cavidade tem a massa total em itabirito compacto, exceto o teto ("roof pendant") em canga ferrifera. A fonte termal, 28 ºC, nasce à esquerda do interior da cavidade, na massa itabiritica, entre alguns pequenos blocos, não sendo distinto o "griffon". A massa de itabirito pertence a uma anômala formação ferrífera de pequena potência que deriva desde o corpo "D", próximo a Conceição, e que se estende pela fralda da serra até ao tôpo do morro onde está o Hotel dos Pinheiros. É uma extensa estrutura longilinea, que denominaremos de formação "L", cujas implicações com o corpo da serra ainda não foram deslindadas. Na margem direita, frente à gruta, o itabirito possue singular exfiltração de baixissima vazão, mas em cota elevada, não sendo termal. A distância entre as duas margens é de pouco mais de metro, formando o que se denomina de "gorge". A fonte termal da Água Santa é pois um legítimo caso de artesianismo.

A segunda manifestação de hidrotermalismo está no fundo da Igreja do Rosário, ao pé da serra do Cauê, próxima ao Hospital NS de Lourdes, faltando elementos para a sua caracterização. A distância entre ambas é da ordem de um quilometro, com equivalência de cotas.

Recente captação de água subterrânea realizada para a Prefeitura Municipal, a pouco mais de 600 m à montante da Água Santa, margem esquerda do córrego Chacrinha, no local Três Fontes, revelou a presença de água termal. As seguintes

informações do Serv. Auton. Água e Esgoto, para o poço SAE-3 , são: profundidade 229 m
diâmetro 200 mm
nivel estático artesiano (não determ.)
vazão 123 m^3/h
nivel dinâmico 53.96 m

À boca do revestimento, em condições de franco artesianismo, a temperatura é de 27ºC.

O perfil, denominado geológico construtivo pela empreiteira, mostra praticamente uma sequência de quartzitos grosseiros com intercalações de filitos:
cota da boca -773 ma711 mquartzito grosseiro esp 62 m

711	a	703 filito	8
703	a	676 quartzito grosseiro	27
676	a	658 filito esbranquiçado	18
658	a	582 filito cinza escuro a claro	76
582	a	544 quart. gros. cinza claro/esbr	38
		total 229 m	

Os trechos revestidos com filtros estão entre 55.0-57.5, 69.5-82.0, 84.0-101.0, 115.0-118.5, 174.0-182.5 e 195.5-208.5 m, correspondendo a grosso modo aos trechos de 70 a 82 metros, e de 174 a 185 metros.. Não foram disponiveis outras informações, exceto que estes quartzitos pertencem ao grupo Piracicaba. Este poço foi concluido em dezembro de 1993.

Outros dois poços perfurados na área de Três Fontes apresentaram os seguintes dados:

cota boca	SAE-1	801 m	SAE-2	781 m
prof	224 m		200 m	
NE	22.11 m zero			
ND	86.75 m 100.26 m			
vazão	110 m^3/h		54.6 m^3/h	
data	fev.94		jan.91	

O poço SAE-1 apresenta uma coluna litológica de quartzitos e itabiritos intercalados. A sua termalidade é sensivel, prejudicada por não ter artesianismo. No poço SAE-2 a litologia é de quartzitos Piracicaba, sendo mencionado quartzito duro fraturado com passagens de areia fina siltosa, friável, de 105 a 198 m. Não houve condições para verificação da termalidade.

A comparação da análise da Água Santa (DNPM/USGS) com as dos poços é a seguinte:

	SAE-1	SAE-2	SAE-3	Água Santa	
Ca	12.74	4.55	17.29	14.00	mg/l
Mg	12.50	8.46	17.36	9.80	
SD	70.00	30.0	100.0	95.00	(sólidos dissolvidos)
ºC	~26	-	27	28	

Tais resultados, com a restrição do SAE ser orgão de engenharia sanitária, são compátiveis, essencialmente entre aqueles do SAE-3 e os da Água Santa. Os teores de Ca e Mg conferem à água artesiana do SAE-3 uma alcalinidade terrosa, de agradável degustação. É provável que uma captação criteriosa confira uma temperatura superior a 30 ºC ao artesianismo, não obstante a perda de vazão.

A pesquisa da termalidade, representada pela Água Santa e Rosário, mais esta revelação em profundidade, torna taxativa a presença de um corpo igneo ativo. O perfil geológico "construtivo" é carente de fundamentos para explicar o fenomeno, justificando que há algo mais distinto em outro nivel. O geólogo Nelson Borges, da CVRD, dá noticias de intrusivas alcançadas pelas sondagens de pesquisa, em grande profundidade.

AGRADECIMENTO

Agradecemos ao Sr. Olimpio Pires Guerra, ex-Prefeito de Itabira, ao Eng. Danilo Mota, Secretário de Obras, e ao Bioq. Paulo Geraldo M. de Melo pela solicitude e empenho para a realização deste levantamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BORGES, N., Informação verbal, 1995.

DORR,J.V.N,2d, and BARBOSA,A.L.M., 1963, *Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil:* U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 341-C, 110p.

HEM,J.D., 1985, *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water: U.S.* Geol. Surv., Water Supply Pap. 2254, 264 p.

RYBACH, I AND MUFFLER,I.J.P., 1981, Geothermal Systems, Principles and case histories: J. Wiley.

SILVA,H.Z., 1979, Águas termais de Minas Gerais, in *Águas Minerais de Minas Gerais*: ed. J.M.Oliveira, Escola de Engenharia, UFMG, 237p.

VAZ DE MELO, M.T., BORBA M.R., COELHO W.A., 1986, O distrito ferrífero de Itabira: minas do Cauê, Conceição, Dois Córregos, Periquito, Onça, Chacrinha e Esmeril, in *Principais depósitos minerais do Brasil*, vol.II, DNPM.

WARING,G.A.,1965, *Thermal Springs of the United States and other countries of the world* U.S.Geol. Surv. Prof. Pap. 492, 383 p.

OCORRÊNCIAS E POTENCIAL METALOGÊNICO DE EGP/MGP EM MINAS GERAIS

SUITA[1], MARCOS T.F.; & CARNEIRO[2], FERNANDA B.
[1]DEMIN/EM/UFOP, OURO PRETO, MG, 35.400-000, suita@degeo.ufop.br;
[2]BOLSISTA DO CNPQ - DEMIN/EM/UFOP

I. INTRODUÇÃO

Em Minas Gerais, as primeiras descrições de EGP/MGP (elementos e minerais do grupo da platina), desde o século passado, referem-se a Serra do Cipó e cercanias, o Distrito Espinhaço, em Serro, Guanhães, Santo Antônio do Itambé, Morro do Pilar e Conceição do Mato Dentro, e ao ouro paladiado 'buro branco', "negro" ou 'podre', em Sabará e Ouro Preto, no Quadrilátero Ferrífero (Hussak, 1905 in: Abreu, 1962; Alves, 1952; Belezkij & Guimarães, 1959; Abreu, 1962; Alvim, 1963; Uhlein et al., 1983; Roeser et al., 1989, 1993; Varajão et al., 1997; revisão geral em Suita, 1996). Este trabalho revisa, recadastra (por ambiente geológico) e avalia, preliminarmente, as àreas com maior potencial metalogênico e perspectivas econômicas para ocorrências de EGP/MGP de Minas Gerais. Há de se considerar que, na maioria, as ocorrências são pouco conhecidas e em grau diferente.

II. AMBIENTES GEOLÓGICOS

1. *'Greenstone belts'*. 1.1. No Depósito O'Toole, no "*greenstone belt*" Morro do Ferro, em Fortaleza de Minas, sudeste de Minas Gerais, ocorre o ùnico depósito e mina no Brasil com EGP em lentes de sulfetos vulcanogênicos de Ni-Cu-Co, com 6.6 milhões de toneladas métricas e 1.3 ppm de EGP+Au, em rochas komatiíticas metamorfisadas em baixo a médio grau e cisalhadas. Estes eventos influenciaram as lentes primárias de sulfetos de Cu-Ni-Co e rochas associadas, com remobilização para zonas de cisalhamento. O minério é rico em Ir, Pt e Pd e o conteúdo de EGP+Au é maior do que os dos depósitos komatiíticos. O minério brechado, um dos tipos mais deformados, tem orientação ao longo da milonitização em matriz de sulfetos maciços e os maiores teores de minério. A riqueza dos EGP+Au no Depósito O'Toole foi atribuído a magma muito rico em EGP+Au (Brenner et al., 1990; Marchetto, 1990). O metamorfismo e milonitização podem ter redistribuido metais e dessulfurizado as lentes, enriquecendo em Ni-Cu-EGP, o Depósito O'Toole (Suita, 1996).

1.2. Distrito do Espinhaço: neste distrito, na região do complexo ultramáfico e da sequência "*greenstone belt*" de Serro, ocorrem MGP em metassedimentos clásticos do Supergrupo Minas e em aluviões, provavelmente provenientes das rochas máfico-ultramáficas da àrea (Abreu 1962; Uhlein et al. 1983). Não há detalhes sobre MGP associados a rochas máficas (tipo diques de diabásio) e ultramáficas metamorfisadas. Os EGP/MGP em veios de quartzo em metassedimentos, na região de Serro, sugerem a possibilidade de se descobrirem depósitos de EGP+Au em "*shear zones*" (Suita, 1996; Suita & Hartmann, 1996).

1.3. A CPRM (1994), descobriu EGP na região de Mateus Leme e Pitangui. Existe ainda a possibilidade de EGP em Bom Sucesso, Congonhas, Entre Rios de Minas, Conselheiro Lafaiete, Rio Acima, Caeté, Santa Bárbara, Barão de Cocais, Pium-i, Carrancas, Minduri, Cruzília, Rio Piracicaba, São Domingos do Prata (CPRM, 1994). Sugere-se a possibilidade de mineralização de EGP, com teores significativos, em cromititos estratiformes metamorfisados em soleiras máfico-ultramáficas diferenciadas na região de Pium-i.

2. Rochas alcalinas: 2.1. Distrito Abaeté: desde o século XVIII as ocorrências de Pt do oeste de Minas Gerais são conhecidas e nas regiões da Serra da Mata da Corda e do Rio Abaeté, há ocorrências de Pt associadas a tufos alcalinos cretácicos (Freyberg, 1934 in: Abreu 1962; Suszczynski, 1975). Na região da Serra da Mata da Corda, ocorrem picritos pórfiros, ultramafitos ricos em olivina e tufos alcalinos com até 4 g/t de Pt (Guimarães, 1933 in: Abreu, 1962). Na região de Abaeté ocorre Pt em tufos e filitos (0,1-0,8g/t) e em rochas vulcânicas (0,8-2,0 g/t) (Freyberg, 1934 in: Abreu, 1962). A Pt é magnética e ferrífera (ferroplatina?; Hussak, 1905 in: Abreu, 1962).

3. Corpos ofiolíticos ou 'alpinos'. 3.1. Corpos ultramáficos da região de Petúnia: segundo Roig & Schrank (1992), o Complexo Petúnia localiza-se na fazenda Catalão, em Nova Resende, sudoeste de Minas Gerais. O corpo constitui-se de corpos de cromitito e encaixantes dunìticas, concordantes com a foliação metamórfica regional e que foram metamorfisados em médio a baixo grau. Este corpo faz parte da Sequência meta-sedimentar e metaultramáfica Jacuí-Conceição da Aparecida, localizada entre os limites do Cráton São Francisco e Provincia Mantiqueira. Os cromititos podiformes hospedam ligas e sulfetos de Os, Ir e Ru (IEGP), dentro ou ao longo de fraturas na cromita e em minerais na matriz. O Complexo ofiolítico de Petúnia é o ùnico, com ocorrência de MGP, descrito no Cráton São Francisco.

4. Corpos intrusivos acamadados, máfico-ultramáficos metamorfisados e deformados. 4.1. CPRM (1994) sugere a existência de EGP/MGP em corpos pequenos a médios da região de Ipanema e Liberdade (Nilson, 1993).

5. Sequências vulcânicas e/ou sedimentares metamorfisadas e deformadas pré-cambrianas:

5.1. Formações ferríferas bandadas do tipo "Superior" & Jacutingas ("*bif's*" de fácies óxido hidrotermalizadas e sem sulfetos): Clark et al. (1974), Cabri et al. (1977, 1996), e Varajão et al. (1997), descrevem MGP (arsenopaladinita, paladinita, ouro paladiado -Pd: 2-10% e/ou com prata, ateneíta, estibiopaladinita, isomertieita, óxido de Pd-Hg, ooterboschita, ligas de Pt-Fe e tulameneíta, por vêzes com lamelas de Os), nas minas de ferro de Cauê, Conceição, Congo Sôco e Maquiné, em Itabira e no sudeste do Quadrilátero Ferrífero.

5.2. Rochas pelito-químicas cisalhadas e milonitos a sulfetos-quartzo-carbonato: Mina de Passagem de Mariana (Hussak, 1905 in: Abreu, 1962) com ligas de Au-Pd em sulfo-arsenetos.

5.3. Rochas meta-sedimentares clásticas hidrotermalisadas (sericitisadas) com depósitos "*stratbound*", estratiformes e veios de quartzo (Abreu, 1962): 1. Pt, Pd e Au nativos, em pintas e pepitas; 2. ligas de Pd(Pt)-Au, Pt-Pd, Pd-Pt, Pd-Au ou Au-Pt, em pintas, pepitas e concreções; 3. potarita.

6. Aluviões, coluviões e eluviões: 6.1. Distrito de Abaeté: é alvo para depósitos secundários pelos teores de EGP (ítem 2) nos rios Grande, São Mateus, Itambacuri e Suassuí-Grande, na região de Tambacuri.

6.2. Distrito de Teófilo Otoni: as ocorrências são aluviais com teores de 0,35 g/t de Pt, em meio a rochas meta-clasto-pelito-químicas encaixantes (Abreu, 1962).

6.3. Distrito do Espinhaço: ocorrências de MGP, em pequenos aluviões pouco espessos, com pepitas de Pd(Pt) de 0,25-0,3 e até 19 gramas, nos rios Lavapés, Carrapato, Mata Cavalo, Peixe e Santo Antônio, córregos do Bom Sucesso, Ouro Branco, das Lages, Picão, Conceição do Mato Dentro Tijucal, dos Atoleiros e ribeirões do Tanque e das Pedras (Hussak, 1905 in: Abreu, 1962; Alves, 1952; Belezkij & Guimarães, 1959; Abreu, 1962; Alvim, 1963).

6.4. Distrito Quadrilátero Ferrífero: ocorrências de aluviões auríferos com Au(Pd), 1. Rio das Velhas, 2. Taquaril, Comarca de Sabará, e 3. Ribeirão do Carmo, Ouro Preto .

III. CONCLUSÕES

Os prospectos mais interessantes economicamente são veios dilatacionais de quartzo, com Pt, Pd e/ou Au, no Espinhaço, os aluviões no Abaeté, além dos do Quadrilátero Ferrífero, para Au-Pd em jacutingas e em zonas de cisalhamento e hidrotermalismo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

ABREU, S.F. -1962- Recursos Minerais do Brasil. Vol. II- Combustíveis Fósseis & Minérios Metálicos. Rio de Janeiro (RJ), MIC/Instituto Nacional de Tecnologia.

ALVES, B.P. -1952- Nota sobre a ocorrência de platina no município de Conceição de Mato Dentro (MG). *Bol. Div. Fomento da Produção Mineral*, DNPM, Rio de Janeiro (93): 103-106, 1952, il..

ALVIM, P.T. -1963- Relato da visita à região platinífera de Morro do Pilar, no município de Conceição do Serro, Minas Gerais, constando de geologia regional e estrutural. *Bol. Div. de Fomento da Produção Mineral*, DNPM, Rio de Janeiro, (90): 141-145.

BELEZKIJ, V. & GUIMARÃES, D. -1959- Sobre uma ocorrência singular de platina e geologia da parte central da Serra do Cipó. *Bol. Div. Fomento Produção Mineral*, DNPM, Ministério da. Agricultura, Brasil, 101 p.

CABRI, L.J.; HARRIS, D.C. & WEISER,T.W. -1996- Mineralogy and Distribution of Platinum-group Mineral (PGM) Placer Deposits of the World. *Explor. & Mining Geol.*, **5**(2): 73-167.

CLARK, A.M.; CRIDDLE, A.J. & FEJER, E.E. -1974- Palladium arsenide-antimonides from Itabira, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Magazine*, **39**: 528-543.

CPRM -1994- Catálogo Geral de Produtos e Serviços. Pesquisa Mineral. Metais do Grupo da Platina. Belo Horizonte, MME/CPRM/DRM, Núcleo de Divulgação da Diretoria de Geologia & Recursos Hídricos, 40p., il.

NILSON, A.A. -1993- Precambrian mafic-ultramafic complexes of Central-Eastern Brazil and associated magmatic mineral deposits: a review. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, I, *Extended abstracts...*, SBG, Brasília (DF), p. 12-15.

ROESER, H.M.P.; SCHÜRMANN, K. & TOBSCHALL, H.J. -1989- Ouro Preto: Ouro Paladiado? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO MINAS GERAIS, 5 & SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO BRASÍLIA, 1, *Anais...*, Belo Horizonte (MG), SBG, p. 41-44.

ROESER, H.M.P.; SCHURMANN, K.; TOBSCHALL, H.J. & JORDT-EVANGELISTA, H. -1993- Palladium in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, I, *Extended abstracts...*, SBG, Brasília (DF), p. 52-54.

ROIG, H.L. & SCHRANK, A. -1992- Ocorrência de Cromititos Portadores de PGM da Fazenda Catalão, Nova Resende-MG: Caracterização e Classificação. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, *Resumos Expandidos...*, São Paulo (SP), SBG, 1: 245-246.

SUSZCZYNSKI, E.F. -1975- *OS RECURSOS MINERAIS REAIS & POTENCIAIS DO BRASIL E SUA METALOGENIA.* Rio de Janeiro (RJ), Interciência, Cap.s 3 & 4, 536p.

SUITA, M.T.F. -1996- *Geoquímica & Metalogenia de Elementos do Grupo da Platina (EGP+Au) em Complexos Máfico-ultramáficos do Brasil: critérios e guias com ênfase no Complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás).* Porto Alegre, 525 p.(Tese de doutorado , UFRGS, Instituto de Geociências)

SUITA, M.T.F. & HARTMANN, L.A. -1996- Archean Serro Ultramafic Complex (Minas Gerais, Brazil): PGE-ophiolitic x stratiform chromite patterns. *In*: SYMPOSIUM ARCHAEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATFORM, I, *Extended Abstracts...*, Brasília (DF), Abril, 1996, SBG, p. 19-20.

UHLEIN, A.; ASSIS, L.C. & DARDENNE, M.A. -1983- As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar de Serro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983, *Anais...*, Belo Horizonte, SBG/ Núcleo Minas Gerais, p. 306-320.

VARAJÃO, C.A.V.; VIEILLARD, P.; COLIN, F. & NAHON, D. -1997- The palladium gold from Maquiné Mine, Iron Quadrangle, Brazil. In: SEMANA DE GEOQUÍMICA, X, & CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, IV, *Actas...*, p.241-244.

TIPOLOGIA DOS AQÜÍFEROS E UM MODELO HIDROGEOLÓGICO PARA A REGIÃO SUL DE BELO HORIZONTE, SETOR SETENTRIONAL DO PLATÔ DA MOEDA

AMORIM[1], LEANDRO QUADROS; ALKMIM[2], FERNANDO FLECHA
[1]MINERAÇÕES BRASILEIRAS REUNIDAS MBR
[2]DEGEO/EM/UFOP

INTRODUÇÃO

A porção norte do Platô da Moeda, situada a sul da cidade de Belo Horizonte, tem experimentado crescente ocupação residencial e industrial. Esta região abriga uma série de mananciais (Mutuca, Fechos, Catarina e Barreiro), cujas águas são captadas pela Companhia Águas e Saneamento de Minas Gerais (COPASA-MG) para o abastecimento da cidade de Belo Horizonte, além de vários depósitos de minério de ferro.

As Minerações Brasileiras Reunidas (MBR) pretendem iniciar as atividades de lavra de minério de ferro na jazida de Capão Xavier, situada na porção nordeste do Platô da Moeda, em substituição à Mina da Mutuca que deverá estar exaurida nos próximos anos. Visando avaliar os impactos da atividade de mineração em Capão Xavier sobre a quantidade e qualidade das águas dos mananciais da região, um detalhado estudo técnico foi realizado pela MBR em conjunto com a COPASA-MG. Os dados e resultados desse estudo permitiram a elaboração de um modelo hidrogeológico para o porção norte do Platô da Moeda, o qual é aqui apresentado em suas linhas gerais.

Do ponto de vista geológico, a área em questão é marcada por uma estrutura de grande complexidade que envolve a junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral (Pomerene 1964, Dorr 1969, Pires 1979, Alkmim et al. 1996). Tomam parte desta grande estrutura todas as unidades pré-cambrianas do Quadrilátero Ferrífero, como é mostrado na Fig.1.

O MODELO HIDROGEOLÓGICO

Apesar da grande complexidade estrutural que envolve todas as unidades litológicas presentes, o sistema hidrogeológico da região apresenta-se relativamente simples. As diversas unidades litológicas que ocorrem na porção norte do Platô da Moeda interagem diferencialmente com o sistema hidrológico. Quartzitos, itabiritos e dolomitos, respectivamente, das formações Moeda, Cauê e Gandarela, bem como a camada de solo e os depósitos superficiais de canga e tálus comportam-se como aqüíferos. Por outro lado, xistos do Grupo Nova Lima e filitos da Formação Batatal são rochas impermeáveis e como tal constituem aqüífugos.

O depósito do Capão Xavier faz parte de um sistema aqüífero instalado na Formação Ferrífera Cauê, ali dominada por itabiritos fraturados e dotados de grande porosidade gerada pela lixiviação supergênica de silica ou carbonato. O aquífero da formação ferrífera, que ocupa as partes mais altas do platô, toma parte do Sinclinal da Moeda e é limitado pela ocorrência de rochas impermeáveis em profundidade e nos flancos daquela estrutura. É recoberto por depósitos coluviais e aluviais. As litologias impermeáveis dos flancos do Sinclinal da Moeda dificultam o fluxo da água armazenada nas formações do altiplano para as áreas baixas circunvizinhas, caracterizadas por um embasamento impermeável, constituído pelos xistos do Grupo Nova Lima.

Os aqüíferos da região podem ser classificados em dois grandes grupos: **aqüíferos superficiais e aqüíferos profundos.**

Os **aqüíferos superficiais** são formados por materiais permeáveis de cobertura tais como solos, cangas, depósitos sedimentares detríticos e tálus. Caracterizam-se por apresentar alta taxa de variação sazonal de vazões, sofrendo grande influência da pluviometria. Estes sistemas tem características de aqüífero granular livre com permeabilidades relativamente elevadas.

O *aqüífero superficial associado a canga e solo* corresponde aos depósitos terciários e quaternários que capeiam a maior parte do altiplano do Capão Xavier, ocupando as regiões topograficamente mais elevadas. Geologica-mente, superpõem-se, parcialmente, a corpos de argila de origem sedimentar (embasamento impermeável), e parcialmente sobre os aqüíferos profundos (Fig.2). A sua recarga se dá, exclusivamente, por infiltração direta da água da chuva. A descarga ocorre como fluxos superficiais nos córregos Seco e dos Fechos. Como fluxo subterrâneo, a descarga ocorre na alimentação dos aqüíferos subjacentes.

Da mesma forma que os aqüíferos associados a solo e canga, os *aqüíferos superficiais associados a depósitos de tálus* também são aqüíferos livres e caracterizados por alta permeabilidade, cuja recarga se dá principalmente por infiltração direta da água das chuvas. A diferença fundamental entre ambos é que, este último se situa inteiramente sobre embasamento impermeável em áreas relativamente baixas e está relacionado a densa vegetação. A descarga se dá unicamente por fluxos superficiais convergentes para os cursos d'água, não havendo "perdas" subterrâneas.

Os aqüíferos profundos são caracterizados por exibirem vazões de descarga relativamente "constantes", sofrendo pouca ou nenhuma influência da pluviometria. Distinguem-se ainda por apresentarem vazões elevadas em relação à área drenada quando comparadas com as dos aqüíferos superficiais.

Este tipo de aqüífero constitui-se no principal meio de recarga, armazenamento e transmissão de águas subterrâneas da área em questão. Os aqüíferos profundos associados às formações Cauê e Gandarela formam um meio hidrogeológico fortemente anisotrópico, com elevada permeabilidade, que se encontram relativamente isolados das vizinhanças pela existência de aqüífugos e aquicludes laterais constituídos, principalmente, pela Formação Batatal.

Os dolomitos que ocorrem na região central da área em estudo (fechamento do Sinclinal Moeda, Fig.1) compõem o *aqüífero associado à Formação Gandarela*, que corresponde a um sistema cárstico com ponto de descarga na "surgência cárstica dos Fechos", cuja contribuição subterrânea à Bacia de Fechos é da ordem de 150 a 200 l/s. A recarga por infiltração direta de águas de chuva e por infiltração de águas provenientes dos aqüíferos superiores associados a solo e canga ocorre na região do Jardim Canadá (Fig.2). É provável que exista ainda, em alguns locais uma recarga lateral subterrânea proveniente da Formação Cauê.

Os *aqüíferos associados à Formação Cauê* compõem um sistema complexo, uma vez que, dependendo do grau de alteração e da profundidade, os itabirios podem apresentar características de meio poroso (com permeabilidade extremamente variável), aqüífero fraturado (nos itabiritos sãos) e mesmo de barreiras de permeabilidade (no caso de itabiritos sãos não fraturados e das fácies argilosas). Como parte dos flancos e nariz do Sinclinal Moeda, a Formação Cauê bordeja os dolomitos da Formação Gandarela e este sistema aqüífero complexo, contituído pelas duas unidades em conjunto, situado em regiões elevadas, é limitado lateralmente e em profundidade por barreiras de permeabilidade constituídas pelos filitos da Formação Batatal e xistos do Grupo Nova Lima. Estas barreiras de permeabilidade impedem o fluxo de água dos aqüíferos (nas regiões elevadas) para as áreas baixas. A descarga natural ocorre apenas nos pontos onde a cota do nível d'água foi atingida pelos processos erosivos, mesmo assim em domínios de alta permeabilidade.

As captações existentes na porção norte do Platô da Moeda associam-se às diferentes classes de aqüíferos anteriormente descritas. Assim, as águas captadas na Barragem Principal da Captação da Mutuca e as captadas no Córrego do Barreiro (Figs. 2 e 3) são alimentadas por *aqüíferos superficiais associados a depósitos de tálus* (com embasamento impermeável). As águas captadas na Barragem Auxiliar da Mutuca, Barragem Auxiliar de Fechos e em Catarina estão relacionadas aos *aqüíferos profundos*, sendo alimentadas fundamentalmente pelo *aqüífero Cauê*, sem contribuição importante do *aqüífero Gandarela*. Já as águas do Córrego Seco têm origem no *aqüífero superficial associado a depósitos de solo e canga*. No caso das águas captadas na Barragem Principal de Fechos, ocorre a mistura de águas do *aqüífero superficial*, associado a solo e canga, com as do *aqüífero Gandarela* (surgência cárstica dos Fechos).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; AMORIM, L. Q.; SOUZA, K; CAVALCANTE, J. A .D; FREITAS, C. A.; LANFRANCHI, R .A.; OLIVEIRA, F. M. SANTOS, G. J. I.;BARBOSA, V. V. C. 1996. A junção entre o Sinclinal do Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. In. 39º Congr. Bras. Geol., Anais...Salvador, SBG, v.1, p.337-340.

DORR, J.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.* USGS Prof.Paper 641(A), 110p.

PIRES, F.R.M. 1979. Structural Geology and stratigraphy at the junction of the Curral anticline and the Moeda syncline, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. 220p. Tese de doutorado. Univ.Michigan.

POMERENE, J.B. 1964. *The geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil.* USGS Prof.Paper 341(D), 84p.

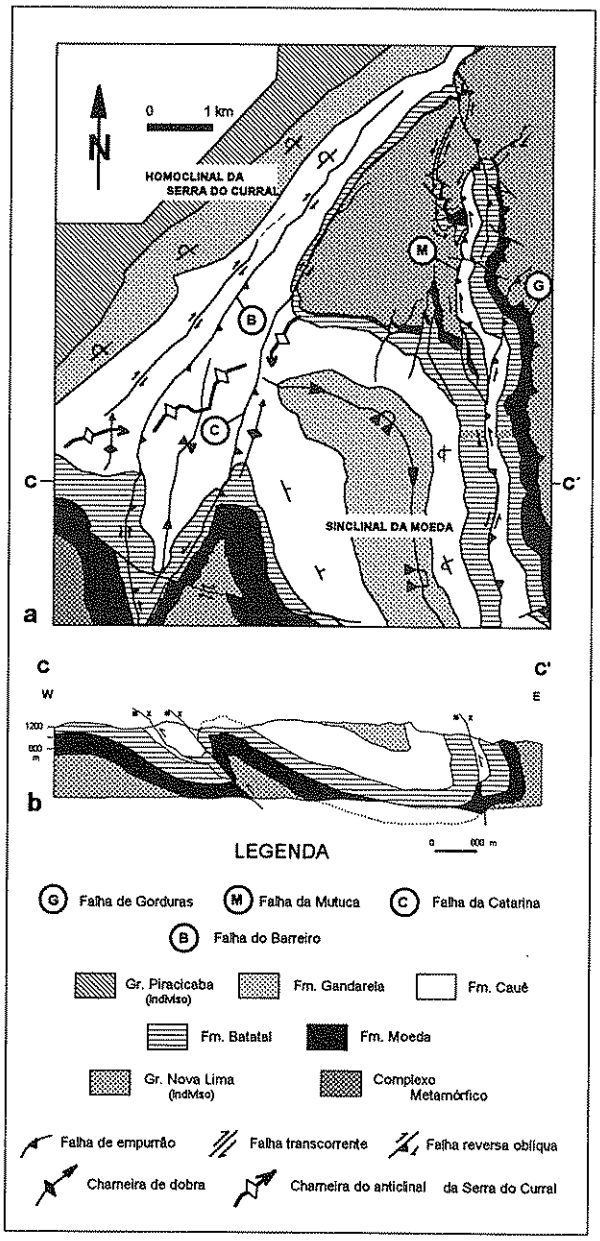


Fig.1.: a) Mapa geológico simplificado da porção norte do Platô da Moeda (extraído de Alkmim et al.1996); b) Seção geológica (localização indicada)

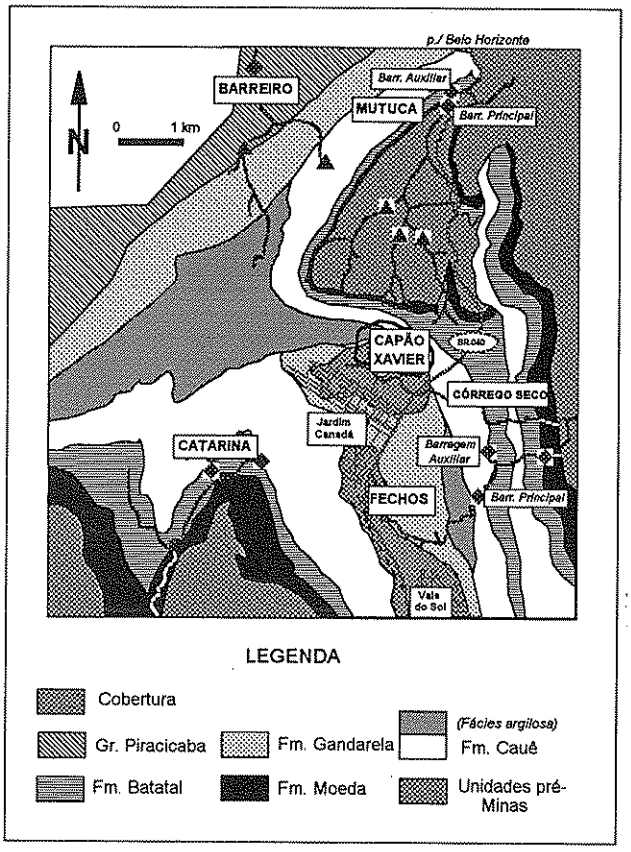


Fig.2: Mapa geológico simplificado mostrando a localização do depósito do Capão Xavier, drenagens principais, captações e bairros residenciais da porção norte do Platô da Moeda.

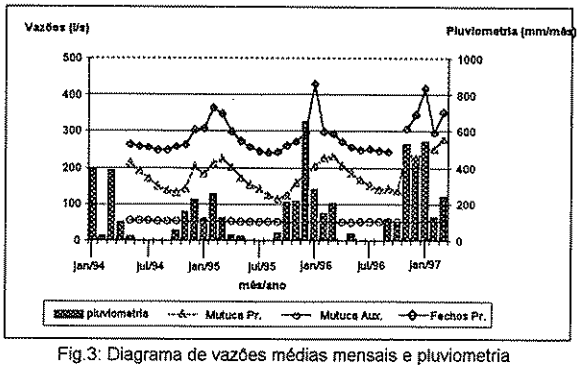


Fig.3: Diagrama de vazões médias mensais e pluviometria

CAUSAS E CONSEQÜÊNCIAS DOS FENÔMENOS DE SUBSIDÊNCIA SOBRE O MEIO AMBIENTE

CURI[1],ADILSON; SILVA[2], JOSÉ MARGARIDA DA
[1] *PROFESSOR ADJUNTO - DEMIN/EM/UFOP*
[2] *PROFESSOR AUXILIAR - DEMIN/EM/UFOP*

1.INTRODUÇÃO

A civilização contemporânea apresenta grandes demandas de energia, matérias minerais, processos e indústrias de transformação, transportes, recursos hídricos, estocagem, saneamento, entre outros; requerendo progressivamente maiores e mais numerosos trabalhos em rochas. As escavações superficiais são geralmente necessárias para obter-se mais espaço ou para atingir-se um objetivo no subsolo, como por exemplo uma jazida mineral, ou um certo nível ou posição para uma auto-estrada, ferrovia ou fundação de uma estrutura. As escavações subterrâneas são requeridas para finalidades tais como acesso, passagem e transporte, extração de minérios, aquisição de espaço para instalações ou estocagem. A inexistência de espaço superficial em certas áreas e razões energéticas, também induzem a um aproveitamento mais intensivo do espaço subterrâneo para instalações e para se viver.

Atualmente, há cada vez mais uma demanda por altas taxas de custo/benefício nos diversos projetos de engenharia, o que tem sido muitas vezes alcançado através da economia de escala. Para satisfazer a esta condição e à demanda, minas e instalações de tratamento de minérios, em geral de grande capacidade, têm sido construídas, requerendo mecanização, para obter-se melhores taxas de produção, menor necessidade de suporte ou de tratamento. A partir do exposto, infere-se que a tendência atual é o crescimento do número de grandes cavidades subterrâneas como o caso de algumas minas subterrâneas de carvão e as cavidades para estocagem (KANJI, 1979).Como resultado das escavações subterrâneas, as tensões são alteradas, resultando em deformações no maciço rochoso e deslocamentos que podem atingir a superfície.

A propagação desses movimentos pode causar deslocamentos em outras partes do terreno, ocasionando a subsidência ou aluimento.

Designa-se por aluimento de um terreno a sua descida, com tendência para o preenchimento dos vazios criados por escavações abertas no seu interior (MELLO MENDES, 1985). O aluimento pode também ser definido como sendo o resultado dos movimentos laterais e verticais que ocorrem na crosta terrestre em conseqüência de fatores naturais ou artificiais (provocados pelo homem) (SINGH, 1989).

A deformação pode ser excessiva para a rocha ou o maciço rochoso, podendo ocorrer a convergência, ruptura ou até mesmo o fechamento da abertura subterrânea. A convergência e até a ruptura nas minas subterrâneas é comumente permitida ou provocada, por razões econômicas; entretanto, esse movimento, quando se propaga até a superfície, provoca subsidência.

Denomina-se subsidência mineira o conjunto de fenômenos de movimentação descendente de camadas do subsolo e da própria superfície do terreno devido à tendência do mesmo em preencher os espaços vazios que são originados pela lavra subterrânea.

A área afetada na superfície, não é necessariamente aquela sobrejacente à lavra subterrânea, mas pode ser esquematicamente relacionada à base de um " tronco de cone " invertido que se alarga do interior para a superfície.

2. Influência dos Fatores Geológicos e Agentes Naturais

A maioria das aberturas subterrâneas feitas pelo homem e seus efeitos apresentam casos similares observados na natureza apesar de as condições de construção, sob as quais ambos os casos tenham ocorrido, possam variar. Presentemente, muitas das escavações feitas pelo homem apresentam dimensões e conseqüências equivalentes àquelas originadas por fenômenos naturais ao longo do tempo geológico. A formação de vazios e cavidades pode causar o abatimento do teto e a subsidência. A perda de resistência, o carregamento adicional e a erosão podem também, indiretamente provocar problemas de deformação e instabilidade (KANJI, 1979).

Os agentes naturais que podem a um incremento da subsidência são discutidos a seguir:

a) Fenômenos causados pela presença da água:

-solubilização de algumas rochas como calcários, dolomitos, anidritos, gipsita. As cavernas formadas podem originar subsidência na superfície;

-descimentação, com colapso da estrutura do solo, resultando em subsidência da superfície;

-lixiviação da argilas marinhas, com a remoção do íon sódio, resultando em argilas sensitivas de muito baixa resistência ao carregamento ou sobrecarga;

-erosão interna (*piping*) que, dependendo do gradiente hidráulico e do tamanho dos grãos da rocha ou do solo, poderá criar vazios na formação e, posteriormente, induzir o aparecimento da subsidência;

- o intemperismo atuante em um certo estrato, em particular ou ao longo de uma junta em um determinado maciço rochoso, pode produzir produtos que sejam compressíveis ou que possam vir a ser removidos pela erosão interna;

- aumento do peso, se a coluna de água estiver situada acima da zona subterrânea de interesse;

- erosão superficial, pelos rios ou águas de chuva, que conduza ao aparecimento de problemas de estabilidade dos taludes;

b) O rebaixamento do lençol freático pode conduzir à subsidência devido a variações da pressão efetiva, que poderão causar compressão das rochas ou convergência das cavidades a teto.

c) A libertação dos gases acumulados nas rochas porosas ao se processar a abertura pode originar vazios e eventualmente fenômenos de convergência.

d) As atividades sísmicas originam forças que podem acelerar o processo de convergência das cavidades ou da subsidência superficial pela compactação devida às tensões provocadas pela vibração, além de originar a ruptura de taludes.

e) Sobrecargas, como as cargas resultantes da construção de barragens ou edifícios sobre depósitos sedimentares, aumentam a pressão vertical (dependendo da posição do lençol freático) no maciço rochoso e no teto das aberturas.

f) Os movimentos da crosta podem originar diversos dos fatores citados e, em conseqüência, o fenômeno.

3. A Subsidência e seus Efeitos no Meio Ambiente

Os problemas de engenharia relacionados com a subsidência mineira podem ser divididos em duas categorias. Uma diz respeito à avaliação da subsidência devido às atividades de lavra na subsuperfície. A outra está relacionada à avaliação dos danos causados pela subsidência e sua reparação. A primeira está relacionada ao movimento do terreno, particularmente da superfície. A última está relacionada principalmente com os movimentos das estruturas sobre tais terrenos e em especial com aqueles movimentos que ultrapassem os limites de segurança e estabilidade das estruturas.

Os principais efeitos da subsidência em termos da degradação ambiental são: assentamentos diferenciais, com reflexos nas edificações, redes de água, esgotos e eletricidade; fraturas do terreno; deslizamento de taludes; diminuição dos volumes de água dos aqüíferos naturais.

Estudos cuidadosos dos movimentos do terreno sobre as minas, especialmente na Europa, têm contribuído para um melhor conhecimento do comportamento dos estratos sujeitos à subsidência. Novos métodos de extração, além das técnicas de abandono de pilares, tratamento e enchimento, tais como a lavra harmônica, têm sido desenvolvidos com o intuito de minimizar as tensões superficiais e assim prevenir os danos nas estruturas.

Os métodos de previsão do perfil da bacia de subsidência incluem métodos gráficos e métodos analíticos. Existem métodos que tratam do *problema inverso*: a partir de uma subsidência máxima admissível, calculam-se as dimensões máximas das aberturas a serem realizadas. Entre os métodos numéricos, o principal é o método de elementos finitos.

As técnicas de detecção do fenômeno vão da instalação de marcos topográficos à utilização de extensômetros, tiltímetros, inclinômetros (PENG, 1992) ou sensoriamento remoto. O custo de medidas preventivas é usualmente menor que aquele para reparar danos quando não são tomadas as devidas precauções.

Em levantamentos realizados por CURI (1995) na Mina de Germunde (Portugal), foram determinadas, a partir do controle topográfico da superfície, as curvas de isovalores de subsidência acumulada, entre 1966 e 1991; foi realizada ainda uma estimativa das tensões na superfície, segundo dados calculados pelo método de elementos finitos. Em virtude dos deslocamentos, foram verificados danos nas vias superficiais, bem como nas edificações vizinhas e deslizamentos nos taludes.

Estes métodos de controle da evolução da subsidência têm sido usados em lavras. sob construções e mesmo sob cidades inteiras. Os novos conceitos de projeto e adaptação das estruturas às áreas potencialmente sujeitas a fenômenos de subsidência incluem o uso de superestruturas muito flexíveis que se adaptem às distorções originadas pela subsidência e, alternativamente, o uso de fundações muito rígidas (VOIGHT & PARISEAU, 1970).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CURI, A. 1995.*"Análise e Mitigação do Impacto Ambiental devido à Subsidência em Minas Subterrâneas"*. 208 pp.(Tese de Doutoramento. Universidade Técnica de Lisboa. Inst. Superior Técnico. Lisboa).

KANJI, M. A. 1979. "Surface displacement as a consequence of excavation activities". Proceedings fourth Congress of International Society for Rock Mechanics. ISRM, vol.3, pp. 345-368. Montreaux.

MELLO MENDES, F. 1985."Geomecânica Aplicada à Exploração Subterrânea ". Instituto Superior Técnico. UTL. 346 pp. Lisboa.

PENG, S. S. 1992. Mining Subsidence Engineering. AIME. Soc. Min., Met. Explor. EUA. 161 pp.

SING, B.; SAXENA, N. C. 1989." Land Subsidence ". Internacional Symposium of Land Subsidence. Central Mining Research Station. Dhanbad (Índia).

VOIGTH, B.; ASCE, A. M.; PARISEAU, W. 1970. "State of Predictive Art in Subsidence Engineering". *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division* **96**. pp. 721. 750.

A UTILIZAÇÃO DE FICHAS DE CAMPO COMO SUPORTE BÁSICO PARA O GERENCIAMENTO DE DADOS EM UM PROCESSO DE MAPEAMENTO GEOTÉCNICO

SOUZA [1], MARTA LUZIA DE; ZUQUETTE [2], LÁZARO VALENTIM

[1] PROFA. ASSISTENTE - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ/DEPTO. DE GEOGRAFIA

[2] PROF. ASSOCIADO - ESCOLA DE ENGENHARIA DE S. CARLOS/DEPTO. DE GEOTECNIA - USP

O conhecimento das características do meio físico é de fundamental importância para a implantação adequada das diversas formas de ocupação em áreas urbanas e rurais, bem como para a tomada de medidas preventivas e corretivas para as áreas já ocupadas. Neste contexto, deve-se destacar a importância da utilização do processo de mapeamento geotécnico como um dos instrumentos capaz de levantar e analisar os atributos do meio físico, com o emprego de metodologias e técnicas específicas para cada objetivo a ser alcançado.

Realizou-se um processo de mapeamento geotécnico em escala 1:10.000 por SOUZA (1996), na área urbana (45 Km^2) da cidade de Ouro Preto (MG), que posiciona-se entre os paralelos 20°24'e 20°21'S e os meridianos 43°32'e 43°27'W. Este processo envolveu basicamente a realização de pesquisas bibliográficas, para a escolha e aplicação de metodologias e procedimentos mais adequados para o entendimento da dinâmica do meio físico em estudo, estendendo-se também à avaliação e ao uso das informações disponíveis dos locais já estudados nesta área por diversos autores.

A cidade de Ouro Preto (MG) apresenta a ocorrência desde o século passado de acidentes geológicos naturais e/ou por ações antrópicas relacionados aos movimentos de massa (escorregamentos, quedas, corridas de materiais, etc.) e processos correlatos (erosões, assoreamentos, etc.). Como produto final deste mapeamento geotécnico foram confeccionados quatro mapas (documentação, substrato rochoso, materiais inconsolidados e feições dos movimentos de massa/processos correlatos) e duas cartas (declividade e susceptibilidade aos movimentos de massa e processos correlatos) com seus respectivos textos explicativos.

Para a obtenção dos atributos (litologia, tipo de materiais inconsolidados, densidade de canais/Km^2, etc.) necessários para a confecção dos documentos cartográficos, foram utilizados sensores remotos (fotografias aéreas), trabalhos de campo e amostragens (ensaios *in situ* e laboratório).

Vale ressaltar, que para a realização da etapa de campo e confecção do mapa de documentação foi extremamente necessária a elaboração de dois tipos de fichas que foram utilizadas para a armazenagem das informações coletadas em campo. Os critérios adotados para a confecção destas fichas foram obtidos principalmente em função das características do meio físico (observadas em uma visita preliminar a área a ser estudada), aliadas aos objetivos da pesquisa. Um dos tipos de ficha aborda o levantamento geotécnico (substrato rochoso e materiais inconsolidados) e o outro inventaria os fenômenos geodinâmicos da área (Figura 1). A ficha de fenômenos geodinâmicos pode ser utilizada isoladamente ou como um anexo da ficha geotécnica.

Para a aplicação destas fichas de campo foram realizadas consultas bibliográficas, buscando diretrizes em alguns autores que contemplam este tema como: GUSMÃO FILHO *et al* (1984), ZUQUETTE (1987), THE INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES (1990), AMARAL (1992), AUGUSTO FILHO (1992), SOUZA (1992), SOUZA (1993) e MOREIRA (1994).

Para Moreira (1994) a criação de uma ficha depende da metodologia de levantamento de campo, onde este recomenda a criação de uma ficha para padronização dos termos em todo o meio geotécnico. No entanto, constatou-se a necessidade da adequabilidade das fichas existentes consultadas, para as particularidades fisiográficas, geológicas e antrópicas que a área em estudo apresenta.

Algumas das vantagens da utilização deste tipo de ficha na pesquisa realizada, foi a rapidez para tratar e recuperar os dados obtidos e a facilidade oferecida no levantamento de campo. As fichas de campo são ferramentas fundamentais na criação de um banco de dados geotécnicos, onde estes podem ser acoplados em um Sistema de Informações Geográficas (SIG) para o melhor gerenciamento das informações obtidas. Isto porque, alguns tipos de documentos cartográficos obtidos no processo de mapeamento geotécnico são temporários, ou seja, admitem aperfeiçoamento contínuo, com a adição de novas informações.

Portanto, recomenda-se a utilização deste tipo de recurso em um processo de mapeamento geotécnico, como um suporte básico, necessário para o gerenciamento dos dados obtidos neste processo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL C. (1992). Carta de risco de escorregamento em encostas favelizadas do Rio de Janeiro: revisão e estado da arte. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 1, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, COBRAE. v.2, p. 595-604.

AUGUSTO FILHO, O. (1992). Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 1, Rio de Janeiro, 1992. Anais. Rio de Janeiro, COBRAE. v.2, p.735-740.

GUSMÃO FILHO, J.A *et al.* (1984). Estudo de encostas em áreas urbanas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 4, Belo Horizonte, *Anais*. São Paulo, ABGE. v.2, p. 89 - 107.

MOREIRA, E.C. (1994). Sistemas de gerenciamento de dados aplicados ao processo de mapeamento geotécnico. Monografia Geotécnica nº5, EESC/USP.

SOUZA, N. C. D. E. (1992). *Mapeamento Geotécnico Regional da Folha de Aguaí - S.P., escala 1:50.000: com base na compartimentação por formas de relevo e perfis típicos de alteração*. São Carlos. 2v. Dissertação (mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.

SOUZA, M.L. (1993). *Mapeamento geológico-geotécnico preliminar do município de Lagoa Santa (MG)*. (Trabalho de Graduação, DEGEO/EM/UFOP).

SOUZA, M.L. (1996). *Mapeamento geotécnico da cidade de Ouro Preto/MG (escala 1:10.000) - susceptibilidade aos movimentos de massa e processos correlatos*. São Carlos, 2v. (Dissertação mestrado - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo).

THE INTERNATIONAL GEOTECNHICAL SOCIETES (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the IAEG*, n.41, p. 5 - 12.

ZUQUETTE, L.V. (1987). *Análise crítica da cartografia geotécnica e proposta metodológica para as condições brasileiras*. São Carlos. 3v. Tese (doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.