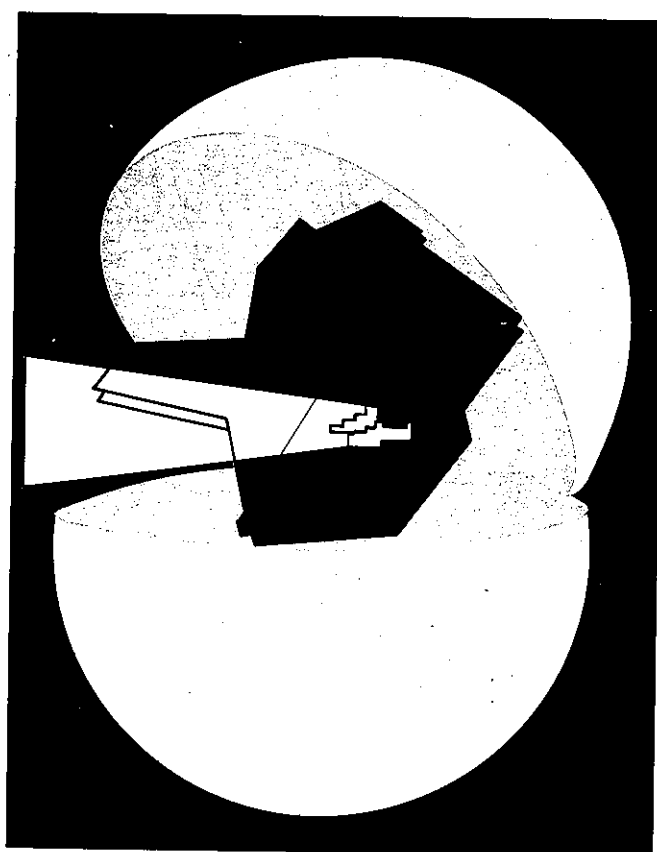


**ANAIS DO  
VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA  
DE MINAS GERAIS**

**IV SIMPÓSIO NACIONAL  
DE ESTUDOS TECTÔNICOS**

**WORKSHOP GEOLOGIA ESTRUTURAL  
DOS MINÉRIOS DE FERRO**



**23 a 26 de novembro de 1993**

**ANAIS DO**

**VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE**  
**MINAS GERAIS**

**IV SIMPÓSIO NACIONAL DE**  
**ESTUDOS TECTÔNICOS**

**WORKSHOP GEOLOGIA**  
**ESTRUTURAL DOS MINÉRIOS DE**  
**FERRO**

23 a 26 de novembro de 1993 - Belo Horizonte - MG

PROMOÇÃO: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA -  
NÚCLEO DE MINAS GERAIS

ESTE VOLUME FOI PUBLICADO COM O APOIO DA FAPEMIG  
Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais

## **AGRADECIMENTOS**

O Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, expressa seus agradecimentos aos seguintes órgãos e empresas, cujo apoio e contribuição financeira colaboraram para a realização do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e Workshop Geologia Estrutural dos Minérios de Ferro.

- Associação de Apoio a Cultura e ao Meio Ambiente - ACUMÃ
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM
- Companhia Vale do Rio Doce - CVRD
- Escola de Minas - Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto
- Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais - FAPEMIG
- GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda
- Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais
- Mineração Morro Velho S.A.
- Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - DOCEGEO
- Secretaria de Estado de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente de Minas Gerais
- Secretaria de Estado de Recursos Minerais, Hídricos e Energéticos de Minas Gerais
- Usinas Siderúrgicas de Minas Gerais S.A. - USIMINAS

# ÍNDICE

## APRESENTAÇÃO

I

## HOMENAGEM A BENEDITO PAULO ALVES

II - III

## VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS

### SESSÃO TÉCNICA: ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

- Análise de Paleocorrentes dos Tempestitos da Formação Três Marias, no Setor Sul da Bacia de São Francisco  
CHIAVEGATTO, J.R.S. 1 - 4
- Análise dos Processos Físicos Envolvidos na Sedimentação e Preservação de Ossos de Dinossauros na Região de Peirópolis, Município de Uberaba, MG  
CASTRO, P.T. A.; BARBOSA, E.M.; MORAIS, M.C. 5 - 8
- Análise Estratigráfica das Sequências Tempestíticas da Formação Três Marias na Porção Meridional da Bacia do São Francisco  
CHIAVEGATTO, J.R.S.; GOMES, N.S. 9 - 11
- Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na Região do Triângulo Mineiro - Evidências de Isótopos Estáveis e Catodoluminescência  
ALVES, J.M. de P.; GOMES, N.S.; HOERNES, S. 12 - 16
- Estudo Preliminar Sobre o Ambiente Depositional da Formação Uberaba  
FERREIRA JR., P.D.; GUERRA, W.J. 17 - 21
- Faciologia e Modelo Depositional dos Tempestitos da Formação Três Marias, ao Sul da Bacia do São Francisco  
CHIAVEGATTO, J.R.S. 22 - 25
- Formação Bebedouro/Macaúbas: Mixtitos Glaciogênicos Ressedimentados e seu Significado Estratigráfico frente aos Carbonatos da Formação Salitre/Grupo Bambuí (Proterozóico Superior), Chapada Diamantina, Região de Seabra - Bahia  
MENEZES F°, N.R. 26 - 29
- Formação Capelinha: uma nova entidade litoestratigráfica do Grupo Macaúbas Superior  
GROSSI SAD, J.H.; MOTTA, E.; BAARS, F. 30 - 33
- O Posicionamento Estratigráfico dos Quartzitos da Serra do Caraça  
RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; CHEMALE JR., F.; JOST, H. 34 - 38
- Sedimentação Cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro - MG  
BARBOSA, E.M.; CASTRO, P.T.A. 39 - 40
- Sedimentologia e Análise de Bacia da Formação Moeda, QF, Minas Gerais, Brasil  
RENGER, F.E.; SUCKAU, V.E.; SILVA, R.M.P. 41 - 45
- Uma Reavaliação do Conhecimento Geológico do Grupo Bambuí  
BRAUN, O.P. G. 46 - 50
- ### SESSÃO TÉCNICA: GEOCRONOLOGIA
- Idades K-Ar dos Basaltos Mesozóicos da Região do Espinhaço Meridional (Minas Gerais - Brasil)  
DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHARVET, J.; BONHOMME, M.G. 51 - 54

## **SESSÃO TÉCNICA: GEOLOGIA ECONÔMICA**

- Bacia do São Francisco: Uma Fronteira Exploratória na Pesquisa de Petróleo do Brasil  
MARTINS, M.; TEIXEIRA, L.B.; BRAUN, O.P.G. 55 - 57
- Resultados Preliminares Sobre a Aplicação de Dados Espectroradiométricos e Geoquímicos  
na Prospecção de Depósitos Auríferos Tipo Morro do Ouro  
SILVA, F.H.F. e; FERREIRA JR., L.G.; MENEZES, P.R.; DARDENNE, M.A. 58 - 60

## **SESSÃO TÉCNICA: GEOLOGIA REGIONAL**

- Aspectos Geológicos da Região de Itumirim - MG  
LEITE, E.C.; RAMOS, MC.D.; PIRES, M.A.; QUÉMÉNEUR, J.G.; KNAUER, L.G. 61 - 64
- Esboço de Integração Geológica Regional e Evolução Tectônica para Parte da Região Sudeste  
do Brasil  
PINTO, C.P.; PADILHA, A.V. 65 - 68
- Geologia da Quadrícula de Congonhas do Norte (MG) Borda SE da Serra do Espinhaço  
Meridional  
CAMPOS, A.B; CASTILHO, D.L. PAULA, M.A.G.P.; CARNEIRO, N.M.; SANTOS,  
R.M.M.; RODRIGUES, R.O.R. 69 - 73
- Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul Entre Barroco e Porteirinha (MG)  
GUIMARÃES, M.L.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R.; BELO DE OLIVEIRA,  
O.A.; GRECO, F.M. 74 - 78
- Geological Roadlog From Nova Lima Bypass Road to Raposos, Quadrilátero Ferrífero, Minas  
Gerais, Brazil  
LADEIRA, E.A.; COSTA, J.L.G.; JUNQUEIRA, P.A. 79 - 82

## **SESSÃO TÉCNICA: GEOMORFOLOGIA**

- Um Endocarste Quartzítico na Serra do Ibitipoca, Sudeste de Minas Gerais  
CORREA-NETO, A.V.C.; ANÍSIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. 83 - 86

## **SESSÃO TÉCNICA: GEOPOLÍTICA E GEOTECNIA**

- Mineração em Terras Indígenas - Do Ciclo do Ouro aos Tempos Atuais: Uma Questão  
Polêmica  
DEUS, J.A.S. de 87 - 88
- Mapeamento Geotécnico no Brasil: Uma Revisão  
COLLARES, E.G.; LORANDI, R. 89 - 92

## **SESSÃO TÉCNICA: GEOQUÍMICA**

- Geotermobarometria Aplicada a Rochas do Sul do Complexo Campos Gerais  
LAMA, E.A. de; OLIVEIRA, M.A.F. de; ZANARDO, A. 93 - 94
- Litoquímica de Elementos Terras Raras de Itabirito da Serra do Curral, Quadrilátero  
Ferrífero, MG  
RAPOSO, O.R.; LADEIRA, E.A. 95 - 98
- Monazitas de Pegmatitos da Porção Centro-Oeste da Província Pegmatítica Oriental  
BILAL, E.; MARIANO, V.R.P.; RIFFEL, B.F.; SVISERO, D.P.; CORREIA NEVES, J.M. 99 - 104
- Os Maciços de Tabuões e Ritópolis na Região de São João Del Rei, Granitóides  
Transamazônicos com a Associação Granito-Trondhjemitó-Pegmatito  
QUÉMÉNEUR, J.; GARCIA, D. 105 - 107
- Variações Químicas do Granito Mamona (Complexo Metamórfico Bonfim) na Zona de  
Cisalhamento do Contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais  
JORDT-EVANGELISTA, H.; CARNEIRO, M.A.; LINDENBERG, S.F. 108 - 111

## **SESSÃO TÉCNICA: MINERALOGIA E GEMOLOGIA**

- Duas Novas Variedades Gemológicas em Minas Gerais: Ba-Ortoclásio Verde e Quartzo-Holmquistita Olho de Gato 112 - 114  
KARFUNKEL, J.; CHAVES, M.L.S.C.; QUEMÉNEUR, J.J.G.
- Euclásio na Região de Gouveia, Minas Gerais 115 - 117  
CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.;
- Um Novo Indício de Esmeralda no Estado de Minas Gerais 118 - 122  
PEREIRA, R.M.; SANTOS, R.A.A.; NEVES, J.L.P.

## **SESSÃO TÉCNICA: PETROLOGIA**

- Nova Ocorrência de Rochas com Textura Spinifex no Grupo Nova Lima - Distrito de Caeté - Minas Gerais 123 - 127  
SCHRANK, A.; SOUZA FILHO, C.R.; FERRARI, M.; PAIXÃO, M.; PIRES, P. PRADO, I.; BARROETO, H.; MOURA, P.
- Ocorrência de Cinábrio e Quartzo de Origem Vulcânica em "Mudstones" do Quadrilátero Ferrífero 128 - 133  
BERNARDI, A.V.; GOMES, N.S.
- Petrologia das Rochas Metabásicas e Metaultramáficas do Greenstone Belt Rio das Velhas na Região de Mateus Leme (MG) 134 - 138  
HEINECK, C.A.; NILSON, A.A.; QUÉMÉNEUR, J.J.G.

## **SESSÃO TÉCNICA: SENSORIAMENTO REMOTO E INFORMÁTICA GEOLÓGICA**

- Aplicação do Sensoriamento Remoto ao Estudo da Deformação Dúctil e Frágil na Região do Médio Rio Jaguaribe (CE) 139 - 142  
AMARO, V.E.; BEZERRA, F.H.R.; FONSECA, V.P.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, J.W.P.
- Fotografias Aéreas: Digitalização de Imagens e Atributos para Utilização de Geoprocessamento em Exploração Mineral 143 - 145  
CHULA, A.M.D.; FRANCA, C.R.; GUIMARÃES F., H.A.; SILVA, J.C.C.

## **IV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS**

### **CONFERÊNCIAS**

- New Methods of Measurement, Representation and Interpretation of Textures 146 - 147  
H. SIEMES & H. SCHAE BEN  
Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre, RWTH, Aachen, Germany
- Rheology, Deformation Mechanisms and Microstructures - an Illustration by Reference to the Mechanical Behaviour of Calcite Rocks 148 - 155  
E.H. RUTTER  
Rock Deformation Laboratory, Department of Geology, University of Manchester, U.K.

## SESSÃO TÉCNICA: FEIÇÕES ASSOCIADAS A TECTÔNICA PRÉ-CAMBRIANA

- A Estrutura Anticlinal Recumbente da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais  
PIRES, F.R.M.; GUEDES, S.C.; CABRAL, A.R. 156 - 165
- Arcabouço Estrutural e Tectônica Transpressiva das Faixas Móveis das Bordas Sul e Sudeste do Cráton do São Francisco e da Sintaxe de Guaxupé  
EBERT, H.D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S.H.; COSTA, J.B.S. 166 - 171
- Arquitetura de Domo e Bacia no Quadrilátero Ferrífero e suas Implicações na Deformação das Formações Ferríferas do Proterozóico Inferior  
CHEMALE JR., F.; ROSIÈRE, C.A. 172 - 175
- Arquitetura Tectono-Metamórfica do Setor Central da Faixa Araçuaí e suas Relações com o Complexo Guanhães  
SOARES, A.C.P.; BAARS, F.J.; LOBATO, L.M.; MAGNI, M.C.V.; FARIA, L.F. 176 - 182
- As Placas Brasilianas do Sul e Sudeste da Plataforma Sul-Americana  
CESAR, A.R.S.F.; 183 - 188
- Cinturão de Cisalhamento Atlântico: Um Exemplo de Tectônica Transpressional Neoproterozóica  
MACHADO, R.; ENDO, I. 189 - 191
- Compartimentação Tectônica e Estilos de Deformação na Zona Externa da Porção Norte da Faixa Brasília  
FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A. 192 - 194
- Considerações Sobre a Evolução Geotectônica da Sequência Vulcano Sedimentar do Rio Itapicuru  
SILVA, F.H.F.; COELHO, C.E.S. 195 - 198
- Corpos Metamáfico-Ultramáficos do Complexo Juiz de Fora na Porção Oriental de Minas Gerais, suas Mineralizações e seu Contexto Tectônico  
ANGELI, N.; HASUI, Y.; CHOUDHURI, A.; HARALYI, N.L.E. 199 - 202
- Deformação Progressiva na Zona do Lineamento Patos e sua Correlação com a Tectônica da Faixa de Dobramentos Seridó, NE do Brasil  
SOUZA-NETO, J.A.; LEGRAND, J.M.; 203 - 206
- Determinação de Regimes Tectônicos Homogêneos a Exemplo do Maciço Granitóide São Vicente - Florânia/RN  
DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C. 207 - 211
- Evolução Tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha - MG  
CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R.; BELO DE OLIVEIRA, O.A.; GRECO, F.M. 212 - 216
- Feições Estruturais de uma Região a Sudoeste de Juiz de Fora, Minas Gerais  
NOGUEIRA, J.R.; TROUW, R.A.J. 217 - 221
- O Contato Entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na Borda Oeste da Serra do Espinhaço Meridional  
COSTA, S.M.A.; ROLIM, V.K.; SILVA, H.C. 222 - 225
- O Sistema de Falhas do Caraça  
RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; CHEMALE JR., F.; JOST, H. 226 - 229
- Strutural Evolution of the "Quadriláterro Ferrífero"; Consequences on The Age and Formation of the Gold Deposits of the Ouro Preto Area (Minas Gerais, Brazil)  
CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I.; CHARVET, J.; MENEZES, M. 230 - 234

### **SESSÃO TÉCNICA: MICROTTECTÔNICA**

- Anisotropia da Susceptibilidade Magnética e Deformação em Rochas da Borda do Complexo Metamórfico do Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais 235 - 238  
GOMES, C.J.S.; QUADE, H.
- Relação entre Transcorrência e Cavalgamento com base em Estudo de Petrografia de Quartzo e Estaurolita: Exemplo da Região Noroeste do Ceará 239 - 245  
SANTOS, T.J.S.; HACKSPACHER, P.C.
- Transformações Mineralógicas e Microestruturais do Granito Mamona (Complexo Metamórfico Bonfim), na Zona de Cisalhamento do Contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, MG 246 - 250  
JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.

### **SESSÃO TÉCNICA: MODELAGEM TEÓRICA E EXPERIMENTAL**

- Efeito do Banco Vulcânico dos Abrolhos Sobre o Fluxo de Sal na Plataforma Continental: Uma abordagem experimental 251 - 253  
GUERRA, M.C. M.; SZATMARI, P.
- Evolução dos Cinturões de Cisalhamento Entre os Blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da Tectônica Colisional Oblíqua: Uma Modelagem Física 254 - 258  
EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, J.R.
- Modelagem Geotectônica do Quadrilátero Ferrífero 259 - 263  
COSTA, R.D.; ROSIÈRE, C.A.
- Modelo Físico do Quadrilátero Ferrífero - Uma Primeira Tentativa 264 - 266  
COSTA, R.D.
- Simulação Numérica de Eventos Térmicos em Regime Permanente e Transiente pelo Método de Elementos Finitos 267 - 268  
BENDER, A.A.; BEDREGAL, R.P.;

### **SESSÃO TÉCNICA: TECTÔNICA CONVERGENTE**

- A Deformação dos Sedimentos da Serra Central no Extremo-Norte do Estado de Minas Gerais - Um Sistema de Empurrão Sobre Rampa Oblíqua 269 - 271  
BERTOLDO, A.L.
- Análise Preliminar de Lineamentos na Província Estrutural do Tocantins 272 - 276  
STRIEDER, A.J.; NILSON, A.A.
- Caracterização da Nappe do Grupo Canastra na Região da Serra da Paciência, Oeste de Minas Gerais 277 - 280  
PINHO, J.M.M. DARDENNE, M.A.; SOUZA, J.C.F.; ROSIÈRE, C.A.
- Compartimentação Tectônica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais 281 - 287  
ABREU, P.A.A.; PFLUG, R.
- Deformação no Grupo Canastra na Região de Coromandel, MG 288 - 291  
PINHO, J.M.M.; DARDENNE, M.A.
- Evolução Tectônica da Porção Ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio 292 - 296  
MORALES, N.; HASUI, Y.
- Tectônica Colisional no Brasil Central: Evolução e Implicações no Padrão Estrutural 297 - 301  
STRIEDER, A.J.



## **SESSÃO TÉCNICA: TECTÔNICA DO MESOZÓICO E DO CENOZÓICO**

- A Zona Sismogênica de Santos  
MITO, J.A.; HASUI, Y. 302 - 305
- Contribuição ao Estudo das Estruturas Rasas na Bacia Potiguar: Análise Estrutural do Afloramento Afonso Bezerra (RN) e Adjacências  
OLIVEIRA, D.C.; MATOS, R.M.D.; SOARES, U.M. 306 - 311
- Contribuição ao Estudo dos Depósitos Sedimentares Fanerozóicos do Gongo Soco, Sinclinal Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG  
MAIZATTO, J.R.; CASTRO, P.T. A.; CHIAVEGATTO, J.R.S. 312 - 316
- Estruturação Neotectônica do Litoral de Natal-RN com Base na Correlação entre dados Geológicos, Geomorfológicos e Gravimétricos  
BEZERRA, F.H.R.; SAADI, A.; MOREIRA, J.A.M.; LINS, F.A.P.L.; NOGUEIRA, A.M.B.; MACEDO, J.W.P.; LUCENA, L.F.; NAZARÉ JR, D. 317 - 321
- Evolução Tectônica das Formações Antinha, Vouuverava e Água Clara, a Sudeste do Complexo Granítico Três Córregos, Estado do Paraná  
KOPS, P.T.; EBERT, H.D.; 322 - 324
- Origem e Evolução da Bacia do Gandarela - Quadrilátero Ferrífero - MG  
MAIZATTO, J.R.; CASTRO, P.T. A.; 325 - 329
- Regime Compressivo Atrás de uma Zona de Subducção: Juntas  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  Subhorizontais no Arco Magmático Cenozóico da Ilha Rei George (W - Antartica)  
UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.R.; ROCHA-CAMPOS, A.C.; SANTOS, P.R.; GIPP, M.; SIMÕES, J.C. 330 - 332

## **SESSÃO TÉCNICA: TECTÔNICA TRANSCORRENTE**

- A Tectônica Transcorrente como Fator Proibitivo ao Reconhecimento da Estratigrafia na Região de Baependi - São Lourenço/MG  
PENHA, U.C. 333 - 338
- A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul: Estudo de Padrões de Orientação Preferencial de Exios-C de Quartzo  
CORREA-NETO, A.V.; DAYAN, H. VALENÇA, J.G. 339 - 342
- Análise Cinemática e Deformacional do Batolito São Vicente/Caico - RN  
MAGINI, C.; HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; LEGRAND, J.M.; OLIVEIRA, E.A.; 343 - 346
- Análise da Geometria e Cinemática da Zona de Cisalhamento do Lineamento Ribeira, SP e PR  
CAMPANHA, G.A. da C.; ESCUDERO, O.B.; SADOWSK, G.R. 347 - 351
- Compartimentação da Bacia de Taubaté, por meio de Métodos Geofísicos  
FERNANDES, F.L.; KIANG, C.H. 352 - 355
- Sistema de Cisalhamento Transatlântico: Um Modelo Tectônico Transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental  
ENDO, I.; MACHADO, R. 356 - 359

## **WORKSHOP GEOLOGIA ESTRUTURAL DOS MINÉRIOS DE FERRO**

### **CONFERÊNCIA**

- Textures in Hematite Ores  
H. SIEMES & CH. HENNIG-MICHAELI 360 - 361  
Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre. RWTH, Aachen, Germany

## TRABALHOS TÉCNICOS

- Análise Microestrutural dos Minérios de Ferro do Quadrilátero Ferrífero - Texturas Desenvolvidas e um Modelo para sua Origem 362 - 365  
ROSIÈRE, C.A.; CHEMALE JR, F.; QUADE, H.W.; SIEMES, H.; MUCIDA, D.P.; SOUZA, E.M.R.
- Anisotropia da Susceptibilidade Magnética do Minério de Ferro do Quadrilátero Ferrífero 366 - 367  
QUADE, H.W.; ROSIÈRE, C.A.
- Deteção de Impurezas de Fósforos em Amostras de Minérios de Ferro Através da Catodoluminescência - Resultados Preliminares 368  
GOMES, N.S.; VORTISCH, W.
- Estudos de Caracterização Mineralógica e suas Implicações no Processo na Mina de Alegria 369 - 373  
FEITOSA, V.M.N.; SILVA, J.P.; RABELO, P.J.B.; COELHO, L.H.
- Método de Caracterização Tecnológica de Minério - Diretrizes para Aplicação a Minérios de Ferro dos Tipos "Sinter Feed" e "Pellet Feed" 374 - 375  
FERREIRA, C.M.

## APRESENTAÇÃO

A cada dois anos, nos anos ímpares, o Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia organiza o Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Desta feita o evento foi realizado em conjunto com o IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e Workshop Geologia Estrutural dos Minérios de Ferro.

Mais de uma centena de trabalhos técnicos foram enviados à Comissão Organizadora. Após análise criteriosa por parte da Subcomissão Técnica e de Editoração, os trabalhos aceitos foram encaminhados para publicação nos Anais.

É com satisfação que o Núcleo Minas Gerais entrega a comunidade esta obra que reúne os trabalhos que estarão sendo apresentados neste evento.

Comissão Organizadora



**BENEDITO PAULO ALVES**

**20/02/1917 - 19/11/1976**

Professor Benedito Paulo Alves um dos mais destacados expoentes da geologia de Minas Gerais, teve suas origens em Ouro Preto, cidade ligada à mineração e um dos maiores centros da cultura geológica do Brasil, representada pela Escola de Minas de Ouro Preto, onde se graduou em Engenharia Civil, Minas e Metalurgia.

Nomeado Engenheiro de Minas da DFPM - Divisão de Fomento de Produção Mineral, do Ministério de Agricultura em 1944, a partir de então sua vida profissional esteve toda voltada para a pesquisa geológica. É um dos responsáveis pelo mapeamento geológico e estudos das jazidas de minério de ferro e manganês das quadriculas de Belo Horizonte, Caeté, Santa Luzia e Serra da Piedade, no Quadrilátero Ferrífero. Foi também o primeiro pesquisador a estudar a jazida de nióbio de Tapira, no município de Araxá.

Destacou-se também no campo do ensino das ciências geológicas, levando seus conhecimentos a centenas dos profissionais da área que passaram pelas Escolas de Minas de Ouro Preto e de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais. Devido a sua reconhecida liderança na área da geociências foi eleito para presidir a Sociedade Brasileira de Geologia no período de 1973 a 1975.

Por várias vezes foi indicado para representar o Governo Brasileiro em grupos de trabalhos no exterior tratando de assuntos de interesse do Brasil relacionados com o setor mineral.

Destacam-se entre suas grandes obras a idealização o planejamento e a implementação do Convênio Geofísica Brasil-Alemanha que teve como objetivo realizar pesquisas geológicas e geofísicas nos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo, hoje com seus territórios quase que inteiramente cobertos por levantamentos aerogeofísicos.

No momento em que o Quadrilátero Ferrífero volta a ser alvo de atenções no campo da pesquisa e investigação geológicas, com ambiciosos programas de aerolevanteamento geofísico e cartografia geológica, nada mais justo do que a homenagem da comunidade de geociências, através do Núcleo de Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, destacando o Professor Benedito Paulo Alves como Patrono do VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais e do IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

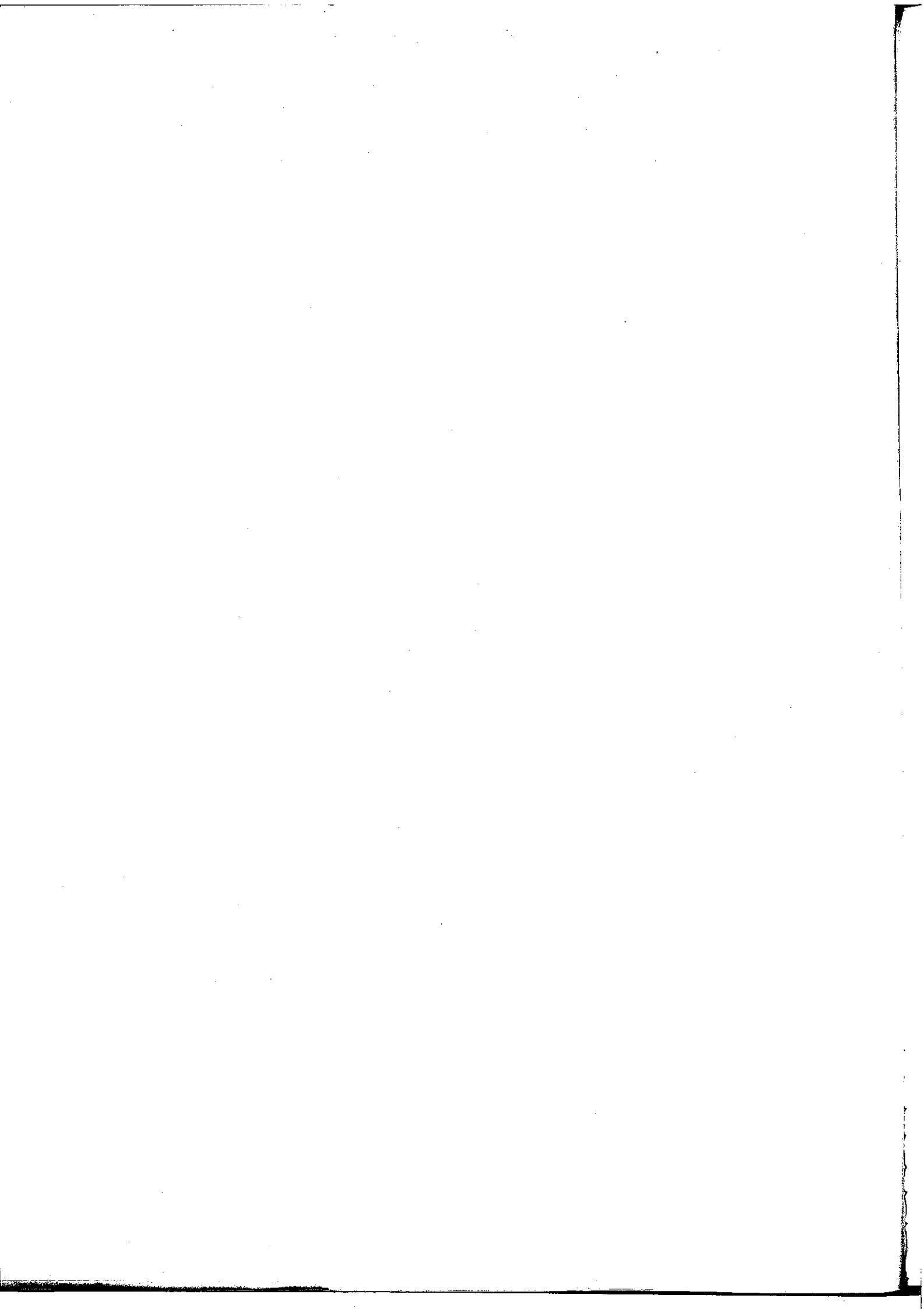
### III

## TRABALHOS PUBLICADOS

- 01 - Geologia e Recursos Minerais do Retângulo de Paulo Afonso, "Estudos da Zona de Influência da Usina Hidroelétrica de Paulo Afonso", Inst. Bras. Geogr. Est. - Rio de Janeiro - 1952.
- 02 - Rota preliminar sobre a Ocorrência de Platina no Morro do Pilar, Minas Gerais, Brasil - Boletim nº 93, da DFPM - 1952.
- 03 - Lavra de Amianto em Morro Velho, Minas Gerais, Brasil - Boletim nº 98 da DFPM - 1956.
- 04 - Rota preliminar sobre um novo Distrito Columbo-tório-uranífero em Tapira, MG - Boletim nº 104 da DFPM.
- 05 - Reservas de Minério de Ferro do "Quadrilátero Ferrífero" de Minas Gerais - Boletim nº 1 da SICEB e Rev. Escola de Minas, Vol. XXII, nº 4 - Ouro Preto, 1961.
- 06 - Distrito Nióbio-titanífero de Tapira - Boletim nº 108, da DFPM.
- 07 - Geologia e Geoquímica do Maciço Radioativo do Matola - Boletim nº 112 da DFPM
- 08 - Estanho na Região de Ipameri, Goiás - Relatório da Diretoria da DFPM - Boletim nº 119 - 1963.
- 09 - Metas sobre as Ocorrências de Vanádio, Zinco, Chumbo e Prata na Região de Januária, Minas Gerais, Rel. Diret. 1965 - Boletim nº 123 da DFPM.
- 10 - Nota sobre a Ocorrência de Chumbo, Zinco e Cobre na Região de Uruaçu, Goiás - Rel. Diret. 1963 - Boletim nº 119 da DFPM.
- 11 - Notas sobre Pesquisa de Dolomitos para Acearia L. D. na região de Ouro Preto, Burnier, Belo Horizonte e Arcos, em Minas Gerais - Rel. Diret. Boletim nº 123 - DFPM.
- 12 - Ocorrência de Bentonita e Tufos Fosfáticos condicionadores de solos Agrícolas na Região de Sacramento, Carmo do Paranaíba e Patos de Minas em Minas Gerais - Rel. Diret. Bol. nº 122 - DFPM.

**VII SIMPÓSIO DE  
GEOLOGIA DE MINAS GERAIS**

---



# ANÁLISE DE PALEOCORRENTES DOS TEMPESTITOS DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS, NO SETOR SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

J.R.S. CHIAVEGATTO - DEP. DE GEOLOGIA/ESCOLA DE MINAS/UFOP

## INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta os resultados referentes ao tratamento e análise dos dados de paleocorrentes registrados nas diversas facies tempestíticas da Formação Três Marias, no setor sul da Bacia do São Francisco. Foi possível esboçar o sistema hidrodinâmico das correntes de tempestades e o sentido de alimentação dos sedimentos para os sítios plataformais, responsáveis pelos depósitos arcoseanos característicos dessa unidade estratigráfica. As principais feições analisadas foram (1) a orientação das cristas de "ripples" simétricas e assimétricas, (2) o sentido de mergulho das laminações cruzadas, (3) as lineações de partição e (4) o sentido de mergulho de estratos cruzados sigmoidais. Foram efetuadas 893 medidas, valor esse resultante da soma entre as leituras feitas na região de Três Marias (794) e João Pinheiro (99), correspondendo, respectivamente, a 88% e 12% desse total. A análise dos dados sugere duas fontes de alimentação distintas para os tempestitos da área. Uma relaciona-se à faixa florante da formação na região de Três Marias e a outra às ocorrências da área de João Pinheiro, na Serra das Maravilhas. Por esse motivo os dados referentes às mesmas, são apresentados separadamente.

## REGIÃO DE TRÊS MARIAS

### Cristas de Ripples

A orientação de cristas de ripples simétricas e assimétricas (oscilatórias ou de correntes), tem sido utilizada em estudos de inúmeras seqüências plataformais no registro geológico, como excelentes indicadores de posição relativa de linhas de costa. Na região de Três Marias, foram plotados em diagramas a direção de ripples simétricas e assimétricas medidas em siltitos com estruturas lenticulares e wavy/linsen (Sif-Swl), arenitos com laminações cruzadas por ondas (Aco) e em arenitos com estrutura hummocky (HCS g.p.,  $L > 1m$ ). As ripples possuem padrão retilíneo a levemente sinuoso em planta e são interpretadas como de provável origem oscilatória. Os dados referentes às litofacies Sif e Swl foram tratados em conjunto, devido ao número reduzido de medidas obtido na primeira, à mesma orientação preferencial exibida entre elas e à íntima associação genética entre as duas litofacies. As cristas apresentam no diagrama (Fig. 1), um padrão de dispersão baixo, com uma forte orientação NE-SW e um vetor médio de 39°. As

ripples da litofacies Aco (Fig. 1), seguem a mesma tendência, com um pequeno aumento no valor médio para 44°.

As ondulações do topo das camadas com estrutura hummocky são em sua maioria assimétricas, com cristas retas a levemente sinuosas. No diagrama da figura 2, observa-se uma grande dispersão dos valores em torno de um vetor médio de 17°, porém os intervalos de classe que aparecem com maior frequência apresentam uma tendência de orientação das cristas segundo uma direção NE-SW.

### Laminações Cruzadas

O sentido de migração de pequenas formas de leito foi fornecido pelas medidas em ripples assimétricas com estrutura interna unidirecional. O diagrama da figura 3 mostra um padrão com tendência bipolar das paleocorrentes (NW-SE), de forma um pouco mais acentuada na facies tempestítica arenosa. As ripples associadas à estrutura hummocky, embora apresentem uma grande dispersão de valores, exibem uma ligeira tendência de ação dos fluxos no sentido NNW e assim como nas cristas, o valor do vetor médio (7°) possui pouco significado no conjunto de dados.

### Lineações de Partição

A grande maioria das medidas de lineação de partição, foi registrada em arenitos finos com estratificação horizontal dominante (48 medições). Apenas 03 leituras foram tomadas em intervalos com HCS. O diagrama da figura 4 mostra uma concentração significativa de valores segundo uma direção preferencial NW-SE (vetor médio de 327°).

### Estratificações Cruzadas Sigmoidais

O sentido de mergulho dos estratos cruzados sigmoidais indica que a migração dos corpos arenosos, de aparente forma lobada, ocorreu de norte para sul, com variações entre os quadrantes SE e SW. O sentido preferencial, no entanto, é pra SSE (Fig. 5).

## REGIÃO DE JOÃO PINHEIRO

As feições vectoriais registradas na região de João Pinheiro (Serra das Maravilhas) ao norte da área estudada, forneceram 99 medidas de paleocorrentes relacionadas às litofacies Swl, Aco, As e Aeh. Os diagramas da figura 6 mostram a orientação das cristas das ripples, as quais encontram-se orientadas segundo uma direção preferencial NW-SE. Duas



leituras efetuadas em estratos cruzados sigmoidais, indicam sentido de mergulho para SE e uma única medida de lineação de partição, forneceu uma direção NE-SW. No topo da Serra das Maravilhas, às margens da rodovia MG-181, arenitos espessos (cerca de 15m) de geometria lobada e estruturação interna sigmoidal, apresentam estratos com mergulhos entre 6° e 13°, indicando sentido de fluxo para SW.

### CARACTERIZAÇÃO DO SISTEMA DE PALEOCORRENTES

O sistema hidrodinâmico das plataformas dominadas por tempestades, devido à sua grande complexidade, tem sido motivo de controvérsias e objeto de amplas discussões na literatura entre sedimentólogos e oceanógrafos. Inúmeros estudos em seqüências tempestíticas do registro geológico, apresentam uma hidrodinâmica plataformal aparentemente conflitante com a observada em regiões marinhas modernas, como as do Atlântico Norte. Várias feições vetoriais mostram que no passado, as correntes densas induzidas pelas tormentas atuavam essencialmente ortogonais ao litoral, em direção *offshore*, enquanto nas plataformas modernas prevalecem os fluxos unidirecionais, aproximadamente paralelos à linha de costa.

Leckie & Krystinik (1989), utilizando indicadores de paleocorrentes, apresentam inúmeras ocorrências no registro geológico, comprovando que nas plataformas, a maioria dos tempestitos portando estrutura *hummocky* é formada por correntes atuando no sentido *offshore*, segundo uma direção de 70° a 90° com relação à linha de costa. A partir desses dados, os autores apresentam em bloco-diagrama (Fig. 7), o padrão de distribuição das feições vetoriais mais comuns associadas com tempestitos. Nesse modelo, as cristas de *ripples* (oscilatórias, combinadas ou de correntes) orientam-se paralelamente à costa, enquanto marcas de sola, lineações de partição e laminações cruzadas, direcionam-se perpendicularmente à mesma.

Duke (1990) e Duke et.al. (1991) apresentam um modelo conceitual para formação de tempestitos, no qual reforçam as interpretações de Leckie & Krystinik (op. cit.), afirmando que a camada-limite oscilatória da base das correntes de tempestades, atua aproximadamente perpendicular à costa e é responsável pela geração de vários indicadores de paleocorrentes (como marcas de solas e lineações de partição) e da própria estrutura *hummocky*. No modelo dos autores as cristas de *ripples* orientam-se aproximadamente paralelas à linha de costa. No trabalho de Duke et.al. (op.cit.) são incluídos os resultados de estudos de feições texturais em arenitos com HCS, os quais indicam que a orientação do eixo de grãos e a imbricação de partículas, são controladas por fluxos de caráter oscilatório, ortogonais à costa.

Na região de Três Marias, as cristas das *ripples* nas litofácies Sif/Swl e Aco, apresentam uma forte orientação em uma direção NE-SW e as lineações de partição concentram-se preferencialmente segundo NW-SE. Comparando-se os valores dos vetores médios das feições em questão (Fig. 8), verifica-se uma diferença angular entre 72° e 77°, valores esses de acordo com as variações propostas por Leckie e Krystinik (1989), entre 70° e 90°.

Os corpos aparentemente lobados com estratificações cruzadas sigmoidais, intimamente associados com os tempestitos, mostram no diagrama (Fig. 5) um sentido de fluxo preferencial de NW para SE. Esses são interpretados como depósitos proximais, gerados provavelmente por fluxos de retorno ortogonais à costa associados às tempestades, em um modelo análogo ao proposto para os lobos tempestíticos das Formações Horderly e Cheney Longville, Inglaterra, por Brenchley & Newall (1982). Com base nos dados apresentados, infere-se para os depósitos da região de Três Marias (sul da área), uma paleolinha de costa orientada NE-SW, situada em alguma posição à NW da baixa, a partir da qual os sedimentos arenosos foram conduzidos à plataforma por correntes de tempestades, que atuavam perpendicularmente à zona costeira.

Na região de João Pinheiro (norte da área), as cristas das *ripples* das litofácies Swl e Aco, dispõem-se segundo uma direção preferencial NW-SE. Uma única medida de lineação de partição, indica uma orientação NE-SW. O grande lobo sigmoidal, observado no topo da Serra das Maravilhas é interpretado como um possível depósito de frente deltáica (pequenos deltas do tipo lobado), com sentido de progradação para SW e portanto numa disposição aproximadamente ortogonal às cristas das *ripples*. Assim, é provável que os tempestitos do norte da área, tenham sido gerados por uma fonte de alimentação situada a NE da bacia, proveniente de uma paleolinha de costa orientada NW-SE.

A caracterização de mais de uma fonte de alimentação de sedimentos proposta para a área, está de acordo com o modelo de mares epicontinentais, predominantes no passado geológico. A figura 9 apresenta o sistema de paleocorrentes sugerido para a área estudada.

### BIBLIOGRAFIA

- Brenchley, P.J. & Newall, G., 1982 - Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *J. Sed. Petr.*, V. 52, p. 1257-1269.
- Duke, W.L., 1990 - Geostrophic circulation or shallow-marine turbidity currents. The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *J. Sed. Petr.*, V. 60, p. 870-883.
- Duke, W.L., Amott, R.W.C. e Cheel, R.J., 1991 - Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, V. 19, p. 625-628.
- Leckie, D.A. & Krystinik, L.F., 1989 - Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle - shelf deposits?. *J. Sed. Petr.*, V. 59, p. 862-870.

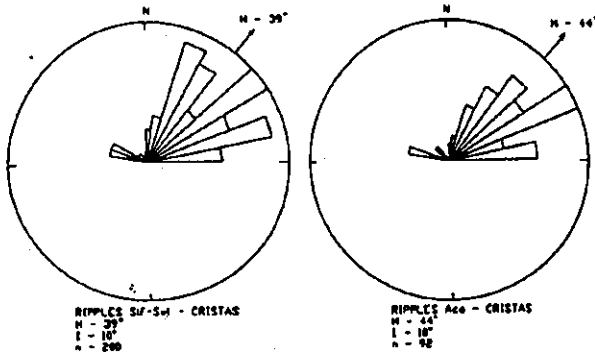


Fig. 1: Diagrama de paleocorrente (cristas de ripples), relativo às litofácies Sif/Swl e Aco, na região de Três Marias. I = intervalo de classe; n = número de medidas; M = média.

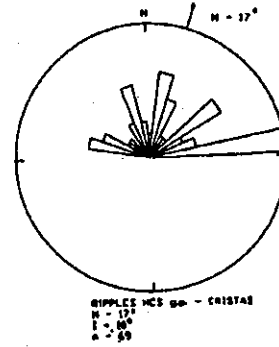


Fig. 2: Diagrama de paleocorrentes (cristas de ripples), relativo às litofácies Ah (HCS g.p), na região de Três Marias. I = intervalo de classes; n = número de medidas; M = média.

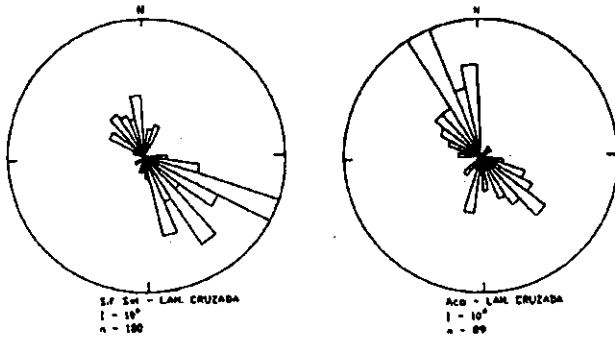


Fig. 3: Diagrama de paleocorrentes (laminações cruzadas), relativo às litofácies sif/swl e Aco, na região de Três Marias. I = intervalo de classes e n = número de medidas.

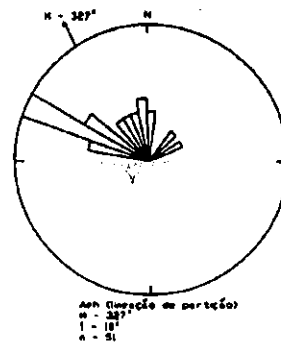


Fig. 4: Diagrama de paleocorrentes (lineações de partição), relativo às litofácies Aeh, na região de Três Marias. I = intervalo de classes; n = número de medidas; M = média.

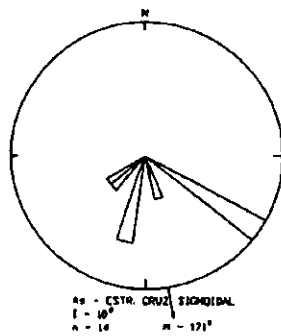


Fig. 5: Diagrama de paleocorrentes (estratificação cruzada sigmoidal), relativo à litofácies AS, na região de Três Marias. I = intervalo de classes; n = número de classes e M = média.

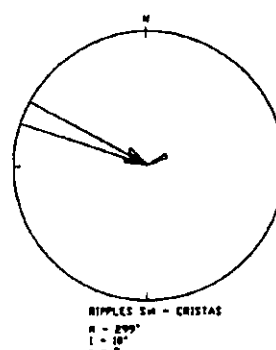


Fig. 6: Diagrama de paleocorrentes (cristas de ripples), referente às litofácies Swl e Aco, na região de João Pinheiro. I = intervalo de classe; n = número de medidas e M = média.

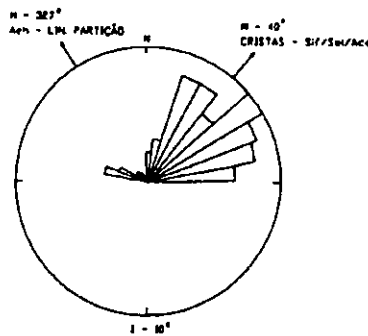
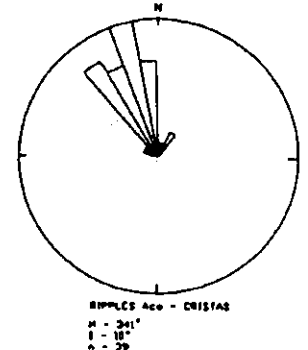


Fig. 8: Comparação entre os valores de vetores médios das paleocorrentes, relativos às lineações de partição e cristas de ripples, na região de Três Marias. I = intervalo de classes; M = média.

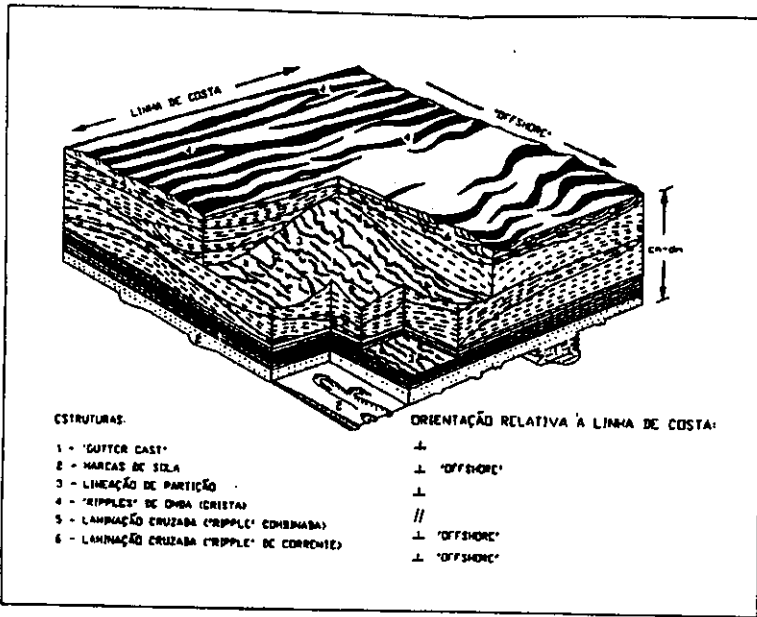


Fig. 7: Paleocorrente de feições sedimentares em tempestitos. (Modificado de Leckie e Kristinik, 1989).

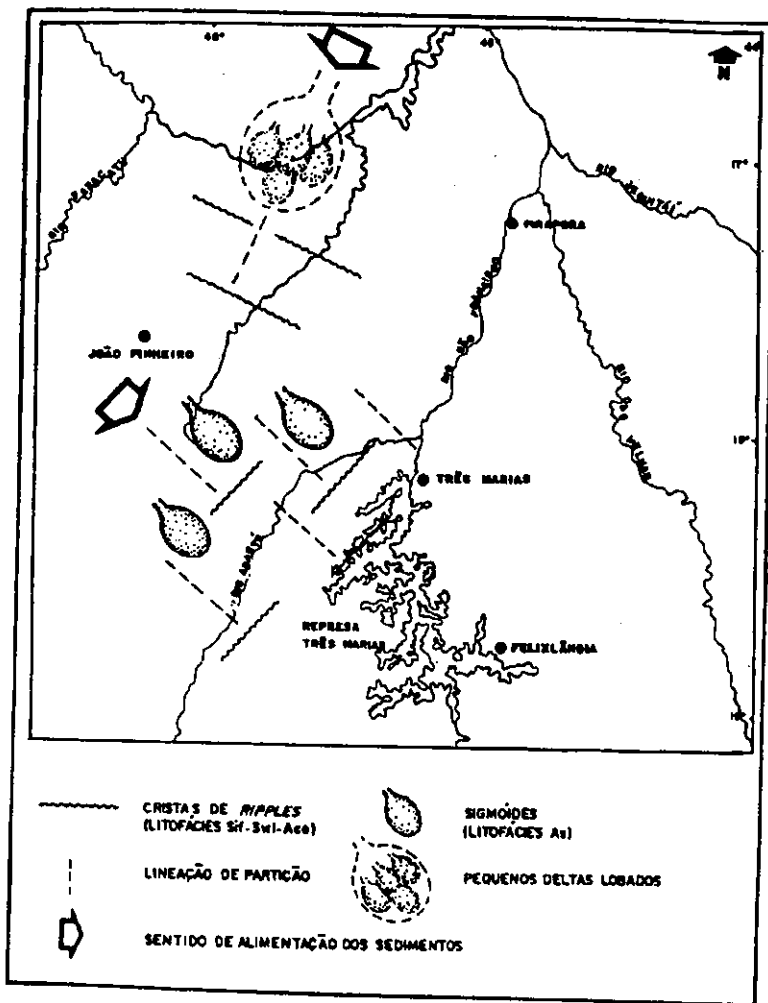


Fig. 9: Sistema de paleocorrentes proposto para os depósitos da Formação Três Marias, na área estudada.

# ANÁLISE DOS PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NA SEDIMENTAÇÃO E PRESERVAÇÃO DE OSSOS DE DINOSSAUROS NA REGIÃO DE PEIRÓPOLIS, MUNICÍPIO DE UBERABA, MG

**PAULO DE TARSO A. CASTRO** - DEGEO\EM\UFOP

**EDÉSIO MIRANDA BARBOSA** - Pós-graduando DEGEO\EM\UFOP

**MARIA CAROLINA DE MORAIS** - Graduanda DEGEO\EM\UFOP

## INTRODUÇÃO

O Cretáceo da Bacia do Paraná, representado pelo Grupo Bauru, tem sido objeto de estudos paleontológicos desde o início deste século. A fauna terrestre mesozóica se mostra bem representada na região do Triângulo Mineiro, borda nordeste da bacia. Aí, os ossos fósseis de grandes saúrios mesozóicos, principalmente, são encontrados em excelente estado de preservação.

Os fenômenos envolvidos nos processos de transporte, soterramento e fossilização são aqui analisados com base no estado de preservação e na relação destes ossos com as rochas que os abrigam.

## GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Bauru e a Formação Serra Geral que lhe é sotoposta, compõem o conjunto de rochas cretáceas da Bacia do Paraná. Os basaltos que compõem a Formação Serra Geral assentam-se sobre os arenitos da Formação Botucatu ou avançam sobre o embasamento.

O Grupo Bauru, do Cretáceo Superior, é representado na região do Triângulo Mineiro pelas formações Adamantina, Uberaba e Marília, todas apresentando ossos fósseis de saúrios.

Na porção oriental do município de Uberaba a Formação Marília é representada pelos membros Ponte Alta e Serra da Galga.

O Membro Ponte Alta, unidade basal da Formação Marília, compõe-se de arenitos conglomeráticos e conglomerados com cimento calcítico e presença de seixos de basalto, quartzo, sílex e quartzitos, apresentando também concreções carbonáticas e, por vezes, ostracodes e intraclastos de argila com a presença de ostracodes (Alves *et al.*, 1993) além do argilomíneral atapulgita (Barcelos, 1984). Calcretes também se fazem presentes (Alves *et al.*, 1993).

O Membro Serra da Galga é composto por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados com seixos de quartzo, quartzito e basalto, por vezes apresentando-se como ventifactos (Barbosa & Castro, 1993). Nos termos mais arenosos é comum a presença de bolas de argila com seixos incrustados (*armored mudballs*). Ocorrem também intervalos compostos por calcretes principalmente no contato com o Membro Ponte Alta.

Regionalmente as rochas que compõem o Membro Ponte Alta estariam associadas a ambiente de lagos efêmeros (tipo *playa lake*) ao passo que as rochas do Membro Serra da Galga tem sido relacionadas a sistemas fluviais e a leques aluviais em condições semi-áridas (Barcelos *et al.*, 1981; Garrido *et al.*, 1992 e Barbosa, 1993).

## MODO DE OCORRÊNCIA DOS OSSOS

Os ossos fósseis ocorrem no Membro Ponte Alta e no Membro Serra da Galga. Nas porções medianas do Membro Ponte Alta e na parte inferior do Membro Serra da Galga encontram-se os ossos de maior volume e de melhor estado de preservação. Tratam-se de ossos longos, fragmentos de ossos, vértebras, arcos hemais e costelas cujas estruturas, inclusive as mais delicadas e frágeis, acham-se preservadas. À medida em que se ascende no Membro Serra da Galga os ossos escasseiam, tornando-se bastante fragmentados, aparecendo principalmente fragmentos de costelas de poucos centímetros de comprimento.

Os espaços vazios dos ossos acham-se parcialmente preenchidos por calcita que em algumas peças chega a apresentar-se como macrocristais ocupando os vazios de maior volume. Tal preenchimento ocorreu para o aumento da densidade dos ossos em relação à densidade dos ossos ao tempo do perecimento dos animais.

## MATERIAL DE ESTUDO E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste estudo foram os seguintes:

- amostras de rochas clásticas dos pontos de coletas de ossos fósseis nos membros Ponte Alta e Serra da Galga, no distrito de Peirópolis, município de Uberaba, MG;
- material agregado aos ossos fósseis pertencentes ao acervo do museu do Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price (CPPLIP) e coletados em rochas dos membros Ponte Alta e Serra da Galga;
- ossos fósseis pertencentes ao acervo do museu do CPPLIP;
- ossos de vertebrados do acervo do Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia da Escola de Minas da UFOP;

- ossos de vertebrados do acervo do Museu de História Natural da PUC-MG.

Foram feitas análises granulométricas do material siliciclástico agregado aos ossos fósseis pertencentes ao acervo do Museu do CPPLIP, bem como em amostras de rochas dos pontos de coletas de ossos em rochas dos membros Ponte Alta e Serra da Galga, no distrito de Peirópolis, município de Uberaba, MG.

Foram tomadas medidas volumétricas nos ossos fósseis visando a obtenção de suas massas a partir das densidades encontradas para os ossos de vertebrados atuais. Nestes ossos fósseis foram observadas características indicativas do estado tafonômico em que se encontram.

### ANÁLISE MORFOLÓGICA

Os ossos fósseis encontrados no Membro Ponte Alta e na base do Membro Serra da Galga apresentam características que indicam um excelente estado de preservação, tais como:

- coleta de vértebras ainda articuladas em diversos jazimentos fósseis (Cástor Cartelle, informação verbal);

- presença de delicados acidentes morfológicos, tais como estrias, pequenas projeções em tubérculos, lâminas muito finas e saliências em vértebras;

- preservação das características das rugosidades das cartilagens de conjugação nas partes distais das peças de maior porte (ossos longos e vértebras).

A preservação destas delicadas estruturas sugere pouco ou nenhum transporte para estes ossos.

Já para os níveis mais superiores do Membro Serra da Galga, as condições em que os ossos se encontram, na maior parte das vezes como fragmentos centimétricos, indicam um transporte expressivo.

### ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

O estado de preservação dos ossos fósseis, como visto anteriormente, aponta para um pequeno, ou mesmo ausente, transporte daqueles presentes junto à base do Serra da Galga. Do ponto de vista sedimentológico, uma análise da energia do meio

necessária para mover tais ossos traria indícios sobre a possibilidade de ocorrência de transporte.

Para que haja uma maior informação a respeito da energia de corrente necessária ao transporte dos ossos, se faz necessário lançar-se mão dos estudos experimentais sobre o movimento de partículas. As propriedades inerentes a uma partícula e que influem no seu transporte são: tamanho, forma e densidade. Os estudos sedimentológicos experimentais, via de regra, utilizam partículas ideais, cujas características principais são a forma esférica, definida pelo seu diâmetro  $d$  e a densidade semelhante à do quartzo ( $\rho = 2,65 \text{ g/cm}^3$ ), Blatt *et al.* (1980). Desta maneira, despreza-se o efeito da forma no estudo do movimento das partículas. De um modo geral formas elipsoidais (oblatas) em meio à um conjunto de partículas de formas mais esféricas, fazem com que fluxos de menor energia possam movê-las.

Como os ossos fósseis estudados apresentam os espaços internos preenchidos por calcita o que aumenta sobremaneira sua massa atual, partiu-se de um artifício para a obtenção de suas massas ao tempo da morte dos indivíduos aos quais eles pertenciam. A partir de medidas dos volumes dos ossos do acervo do CPPLIP e da densidade de ossos de diversos vertebrados atuais, foram obtidas as massas dos diversos ossos.

O quadro nº1 mostra a densidade de diversos tipos de ossos de vertebrados atuais. Os dados referentes aos répteis foram tomados em esqueletos de animais tais como crocodilos e quelônios cujos biótopos são ambientes aquosos (rios, lagos, etc). Tal fato explicaria sua densidade relativamente elevada. Posto que os ossos fósseis são em sua maioria de titanossaurídeos, cujos hábitos de vida difeririam dos répteis atuais cujos ossos foram medidos, pode-se admitir uma densidade original dos ossos dos saúrios mesozóicos situando-se entre as densidades dos ossos de répteis e de mamíferos terrestres atuais. A partir das densidades dos vertebrados atuais (répteis e mamíferos) obteve-se a massa dos ossos mesozóicos, tabela nº1.

De posse dos dados sobre a massa dos ossos, pode-se obter o volume-equivalente, usando a densidade do quartzo, a partir das seguintes equações:

$$m = \text{massa}_{(\text{gramas})}$$

$$v = \text{volume}_{(\text{cm}^3)}$$

$$r = \text{raio}_{(\text{centímetro})}$$

$$d = \text{diâmetro}_{(\text{centímetros})}$$

tem-se que

ou

$$r = \sqrt[3]{\frac{3}{4} \pi \rho}$$

$$d = 2\sqrt[3]{0,09m}$$

$$\rho = m/v$$

$$\rho_{\text{quartzo}} = 2,65 \text{ g/cm}^3$$

$$v_{\text{esfera}} = \frac{4}{3} \pi r^3$$

Desta maneira se obtém o diâmetro equivalente dos ossos mostrados na tabela nº1.

O diagrama de Hjulstron (figura 1) apresenta a velocidade crítica para movimentar grãos esféricos de

quartzo de diversos tamanhos situados a um metro de profundidade. Ao plotar-se as faixas granulométricas do material agregado aos ossos fósseis e do material presente nos pontos de coletas dos ossos fósseis (1) bem como a faixa granulométrica equivalente dos ossos (2) pode-se retirar as seguintes informações:

- as velocidades mínimas necessárias para mover as partículas das faixas granulométricas do material agregado aos ossos (1) são insuficientes para o transporte dos ossos (2);
- as velocidades críticas para mover seixos da faixa granulométrica equivalente dos ossos é pelo menos cinco vezes maior do que a necessária para movimentar as partículas da faixa granulométrica dos agregados (1). Nestas condições, em pequenas quedas das velocidades suficientes para a deposição dos ossos as partículas do material agregado estarão ainda sujeitas a transporte.

Para que os ossos tivessem sido transportados o material encontrado agregado a eles deveria ser composto por partículas de mesma faixa granulométrica.

O fato de que nas porções superiores do Membro Serra da Galga serem encontrados fragmentos de costelas de poucos centímetros de comprimento vem a corroborar a análise acima exposta. Assim os fragmentos de ossos teriam sido fruto de transporte de ossos de animais que tivessem perecido mais a montante nos cursos d'água em condições de energia maior, possibilitando o desgaste e a conseqüente fragmentação.

## CONCLUSÕES

A partir de análises sedimentológicas e morfológicas de ossos de dinossauros que ocorrem em rochas do Grupo Bauru, pertencentes ao acervo do museu do Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price (Peirópolis, distrito de Uberaba, MG), e do estudo nos locais de ocorrência fossilífera, foram obtidas informações que serviram de subsídio para estudos a respeito dos processos físicos que atuaram na sedimentação e preservação dos ossos.

Há uma incompatibilidade entre a energia da corrente necessária para transportar os ossos e a

necessária para o transporte das partículas encontradas no material agregado aos ossos fósseis. Isto corrobora a hipótese de que os ossos não sofreram transporte. O estado de preservação destes ossos vem fortalecer, independentemente, essa conclusão.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Cástor Cartelle, do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFMG pelo seu apoio, bem como ao Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price da Prefeitura de Uberaba, MG e ao Museu de História Natural da PUC-MG pelo acesso aos seus acervos.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVES, J.M.de P.; GOMES, N.S.; HOERNES, S. 1993. Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro. Evidências de isótopos estáveis e catodoluminescência. In: VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais Anais . . Belo Horizonte, MG.
- BARBOSA, E.M. 1993. Mapeamento Geológico da Porção Setentrional do Distrito de Ponte Alta, Uberaba - MG. Trabalho de Graduação (inédito), UFOP/DEGEO, Ouro Preto.
- BARBOSA, E.M.; CASTRO, P.T.A. 1993. Ocorrência de ventifactos em rochas da Formação Marília, Grupo Bauru, Cretáceo da Bacia do Paraná em Minas Gerais. Resumos Expandidos, 1º Encontro sobre a sedimentação continental das bacias mesozóicas brasileiras, São Leopoldo, RS. Acta Geologica Leopoldensia 15(36):152-153.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. 1970. Geologia do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNP/DFPM Bol. 136.
- BARCELOS, J.H.; LANDIM, P.M.B.; SUGUIO, K. 1981. Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. ATAS, 3º Simp. Reg. de Geologia, São Paulo:90-102.
- 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. Tese de livre docência. Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 191p.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.V.; MURRAY, R.C. 1980. Origin of sedimentary rocks. 2ªed. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 782 p.
- GARRIDO, A.E.; MARCONDES, A.F; GARCIA, A.J.V. 1992. Caracterização e mapeamento litofaciológico do Grupo Bauru em Peirópolis, Município de Uberaba - MG. Resumos, 2º Simp. sobre Bacias Cretácicas Brasileiras, Rio Claro:137-140.
- NETTO, A.S.T. 1980. Manual de Sedimentologia. Salvador. PETROBRÁS. 194p.

Quadro 1 - Densidades de diversos tipos de ossos de vertebrados atuais \*

	vértebras	costelas	arcos hemais	fêmures
répteis	0,967	0,855	1,162	0,936
mamíferos	0,490	-	-	-
aves	0,390	0,235	-	-

\* em g/cm<sup>3</sup>

Tabela 1- Granulometria relativa dos ossos com base em densidade dos ossos de répteis e mamíferos atuais. (Diâmetro equivalente: base esfera de quartzo.

Nº de Catálogo	$\phi$ (Densidade Réptil)*	$\phi$ (Densidade Mamífero)*	Nº de Catálogo	$\phi$ (Densidade Réptil)*	$\phi$ (Densidade Mamífero)*
CPP 0047	84,6	67,4	CPP 0031	65,0	51,9
CPP 0096	85,1	67,8	CPP 0086	68,0	54,2
CPP 0046	81,5	65,0	CPP 0097	68,2	-
CPP 0095	80,9	64,5	CPP 0098	67,7	-
CPP 0027	80,5	64,2	CPP 0099	70,0	-
CPP 0094	76,9	61,3	CPP 0014	64,3	-
CPP 0093	75,0,	59,8	S/N	67,9	54,1
CPP 0045	73,3	58,4	S/N <sub>1</sub>	60,4	48,1
CPP 0032	68,0	54,2	S/N <sub>2</sub>	104,0	82,9
CPP 0030	65,4	52,2	-	-	-

\* mm

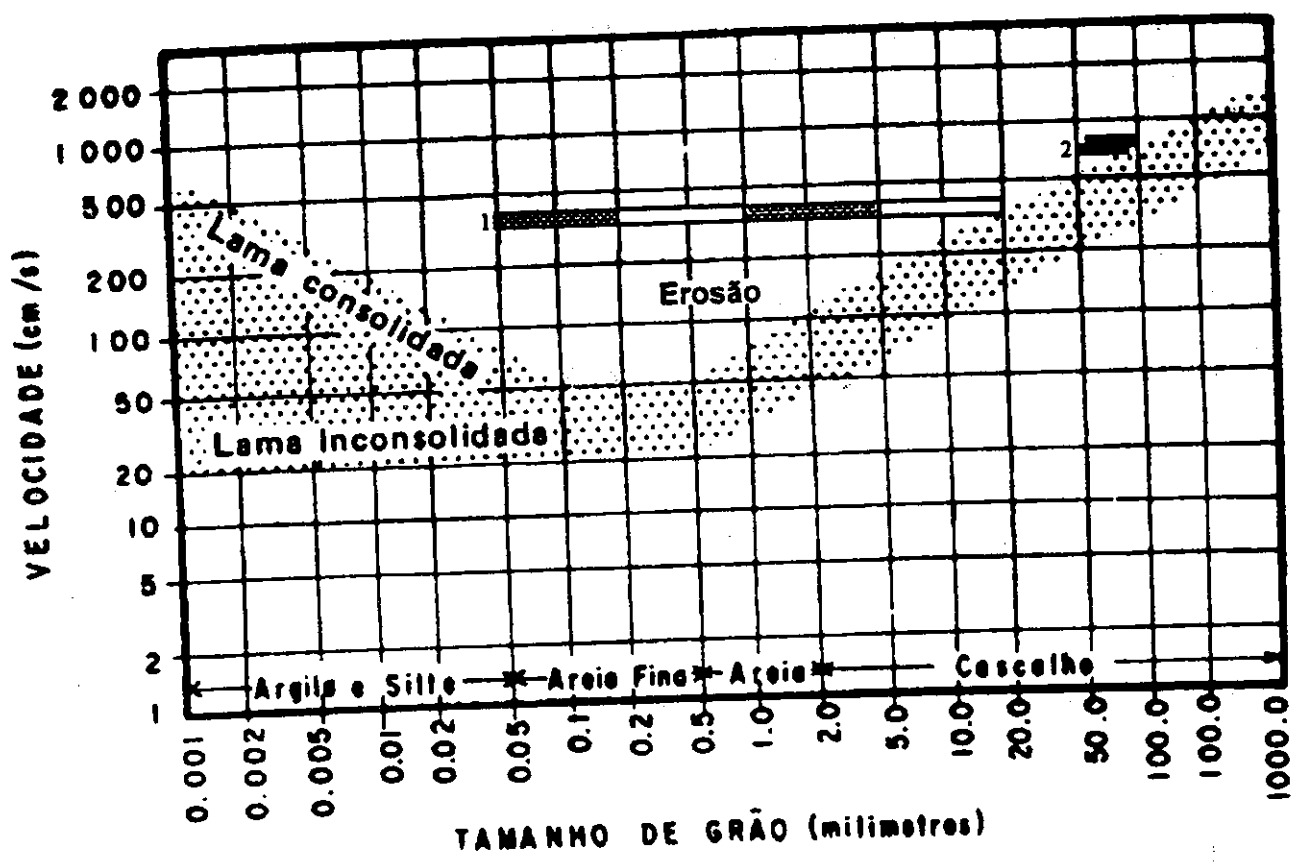


Figura 1: Diagrama de Hjulstron apresentando a distribuição granulométrica do material agregado aos ossos (1) e faixa granulométrica equivalente aos ossos (2) e as velocidades mínimas do fluxo aquoso de 1 metro de profundidade de lâmina d'água necessárias para movimentar tais partículas. (Modificado de Netto, 1980).

# ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DAS SEQUÊNCIAS TEMPESTÍICAS DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

J.R.S. CHIAVEGATTO  
N.S. GOMES

Departamento de Geologia/Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto

## INTRODUÇÃO

A Formação Três Marias, na porção meridional da Bacia do São Francisco (Fig. 1), compreende uma unidade siliciclática representada por bancos de arcóseos cinza de granulometria muito fina a fina, intercalados em siltitos arcoseanos cinza-esverdeados e violáceos. A análise seqüencial desses litossomas revela que a unidade é composta por uma sucessão cíclica de seqüências tempestíticas, de ordens de magnitude (CHIAVEGATTO & GOMES, 1991; CHIAVEGATTO, 1992). Os ciclos de maior ordem hierárquica (1ª e 2ª ordens) compreendem conjuntos estratais com espessamento e granocrescência ascendentes, apresentando espessuras de dezenas de metros (30m a 50m). Esses encerram ciclos similares de menor ordem (3ª e 4ª ordens), em escalas variando de decimétricas a métricas. Os ciclos tempestíticos em suas diversas ordens hierárquicas, foram estudados à luz dos princípios da Estratigrafia de Seqüências, utilizando-se os critérios de VAN WAGONER *et al.* (1988). Além disso, os estudos sedimentológicos de detalhe realizados, permitiram caracterizar as principais litofacies associadas aos tempestitos, bem como definir suas relações espaciais em um hipotético complexo de lobos de plataforma.

## SEQÜÊNCIAS TEMPESTÍICAS DE MENOR ORDEM HIERÁRQUICA (3ª e 4ª ordens)

As litofacies aqui definidas constituem os elementos genéticos fundamentais que compõem os ciclos decimétricos a métricos de 3ª e 4ª ordens. Dois conjuntos principais de litofacies foram individualizados. O primeiro corresponde a um conjunto heterolítico, constituído por siltitos (dominantes) e arenitos (subordinados), gerados sob condições de baixa energia e posicionados preferencialmente na base das seqüências. O segundo, composto de arenitos e situado no topo dos ciclos, denota uma gênese sob a ação de fluxos de alta energia, marcados pela presença freqüente de estruturas *hummocky* (HCS). Em geral os ciclos decimétricos de 4ª ordem encontram-se ordenadamente arranjados segundo um padrão de granocrescência ascendente, cujo empilhamento define as seqüências de 3ª ordem hierárquica.

As seqüências tempestíticas de 3ª ordem apresentam espessuras métricas (1m a 20m) e uma grande variabilidade na estruturação interna e na espessura das litofacies. Dois tipos de seqüências de 3ª ordem foram caracterizados. O tipo I (Fig. 2) encerra tempestitos mais distais, onde as camadas são lateralmente extensas e tendendo à tabularidade. Apresenta arenitos com HCS de pequeno porte ( $L < 1m$ ) intercalados em siltitos de *offshore* ou intervalos gradacionais do tipo Tbcde de Bouma. O tipo II (Fig. 3) representa tempestitos mais proximais, caracterizados por camadas em geral amalgamadas, lateralmente descontínuas. Constituem pacotes arenosos espessos com HCS de grande porte ( $L > 1m$ ). As seqüências de 3ª ordem apresentam uma associação vertical de facies que reflete um decréscimo ascendente na profundidade da lâmina d'água (*shallowing upward*). O modelo deposicional proposto é o de um hipotético complexo de lobos tempestíticos, com variações geométricas segundo o mergulho deposicional, ao longo da plataforma.

## SEQÜÊNCIAS TEMPESTÍICAS DE MAIOR ORDEM HIERÁRQUICA (1ª e 2ª ordens)

Compreendem grandes conjuntos estratais assimétricos com espessuras de dezenas de metros e grande extensão em área, os quais podem encerrar ciclos deposicionais de menor grandeza (3ª e/ou 4ª ordens). No conceito da Estratigrafia de Seqüências correspondem a "parasseqüências" (2ª ordem) e a sucessão dessas define "conjuntos (*sets*) de parasseqüências", de 1ª ordem na escala hierárquica proposta neste trabalho. Dois conjuntos de parasseqüências são caracterizados: um inferior (CPI) tipicamente progracional, composto por 3 a 4 parasseqüências (tipos A, B e C) (Fig. 4) e outro superior (CPS) constituído de parasseqüências do tipo D (Fig. 4). O CPS marca a fase de regressão máxima da Formação Três Marias, manifestada por um evento de dissecação generalizado na área, associado a uma possível contração da bacia.

## EVOLUÇÃO - PLATAFORMA TRÊS MARIAS

As parasseqüências e conjuntos de parasseqüências definidos na Formação Três Marias caracterizam um sistema plataformal constituído



essencialmente por seqüências tempestúcas cíclicas com um padrão de espessamento e granocrescência ascendentes e do tipo "*shoaling-upward*". O desenvolvimento dessas unidades deposicionais foi controlado basicamente por variações relativas do nível do mar. O suprimento sedimentar, responsável pelo preenchimento do espaço plataformal criado pelas oscilações eustáticas, ocorreu sempre durante fortes eventos climáticos episódicos (tempestades), cuja assinatura no registro sedimentar é conferida pela presença marcante da estrutura *hummocky*. As parasseqüências A, B e C do CPI, definem três estágios principais regressivos, caracterizados por pulsos progradacionais de NW para SE, enquanto as parasseqüências D do CPS, refletem fases de quiescência eustática e de regressão máxima verificadas na Formação Três Marias. O sistema plataformal que caracteriza essa unidade

estratigráfica, compreendia uma plataforma argilosa rasa, dominada por tempestades e com uma provável margem em rampa.

#### BIBLIOGRAFIA

- CHIAVEGATTO, J.R.S., 1992 - Análise Estratigráfica das Seqüências Tempestúcas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto. Universidade Federal Ouro Preto, 216p.
- CHIAVEGATTO, J.R.S. & GOMES, N.S., 1991 - Formação Três Marias na Porção Meridional da Bacia do São Francisco: um exemplo de plataforma dominada por tempestades. Rev. Esc. de Minas, vol. 44(3,4), (no prelo).
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMANTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J., 1988 - An overview of sequence stratigraphy and key definitions. in: C. W. Wilgus et al. (eds), Sea Level Changes: an integrated approach. SEPM. Spec. Pub., 42, p. 39 - 45.

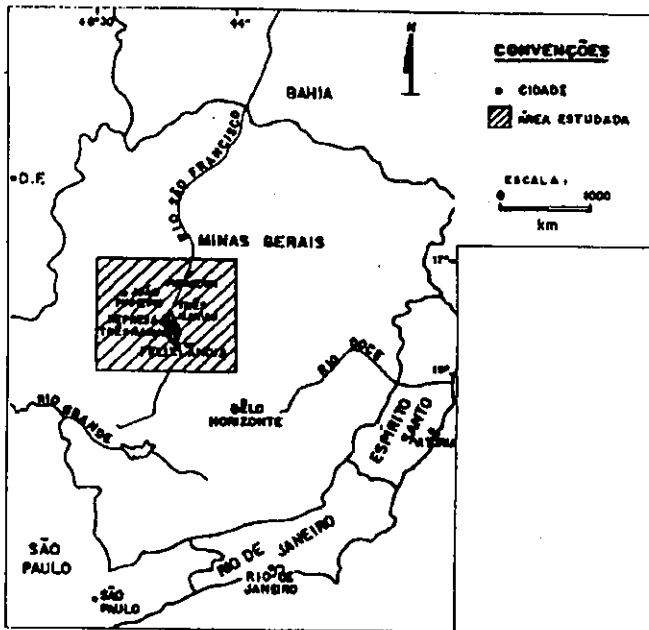


Fig. 1: Mapa de localização da área estudada.

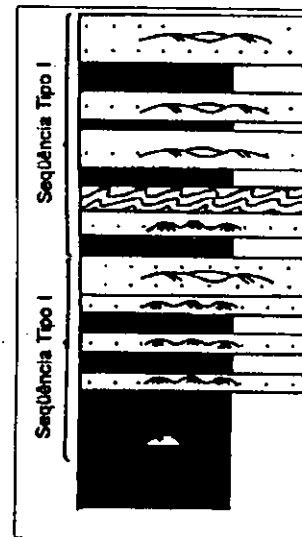


Fig. 2: Seqüência de 3ª ordem ca do tipo I.

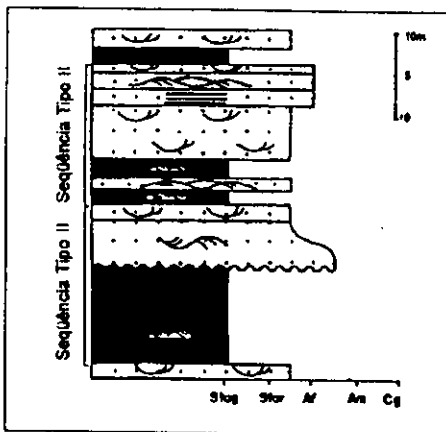
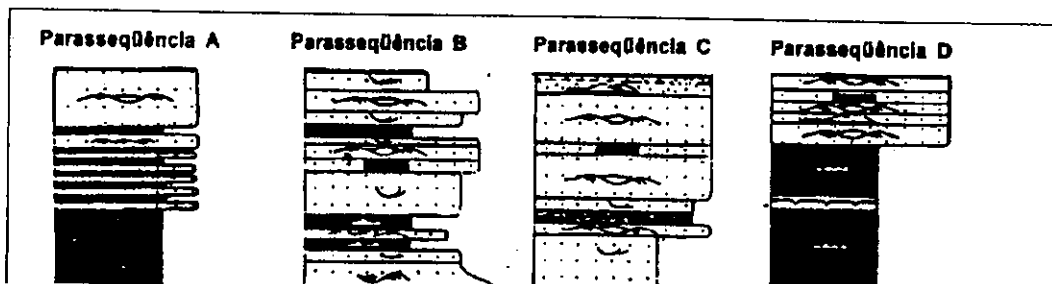


Fig. 3: Seqüências de 3ª ordem hierárquica do tipo II.

**SIMBOLOGIA**

SILTITO COM INTERLAMBAÇÃO FINA AREILA / AREIA		
SILTITO COM ESTRUTURA MARY / LISSEN		
SILTITO VIOLÁCEO COM BARRAS DE CONTRAÇÃO		
ARENITO COM LAMINAÇÕES CRUZADAS POR ONDAS		
ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SINOCIAL		
ARENITO COM ESTRUTURA HUMMOCKY		Per Gn
ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL		
ARENITO ESILTITO COM ESTRUTURAS CONVOLUTAS		
ESTRATIFICAÇÃO CADEADA SIMLEY		
TEMPESTITO COM GRADADO (V.A., d., e)		
TIPO DE CONTATO	PLANO ENCOIVO	



# CALCRETES DO MEMBRO PONTE ALTA, FORMAÇÃO MARÍLIA, NA REGIÃO DO TRIÂNGULO MINEIRO - EVIDÊNCIAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS E CATODOLUMINESCÊNCIA

**JÚLIA MARIA DE PAULA ALVES** - MESTRADO EM GEOLOGIA UFOP

**NEWTON SOUZA GOMES** - DEGEO/EM/UFOP

**STEPHAN HOERNES** - MINERALOGISCH-PETROLOGISCHES INST. UNIV. BONN - ALEMANHA

## INTRODUÇÃO

Desde o início do século, as rochas do Grupo Bauru vêm sendo estudadas. Gonzaga de Campos (1905) desenvolveu os primeiros estudos no Estado de São Paulo. Com o advento dos achados fósseis, inúmeros pesquisadores foram atraídos para a região e iniciou-se, assim, um estudo litofaciológico mais bem caracterizado do Cretáceo Continental Brasileiro (Fúlfaro & Barcelos, 1991).

Dentre os trabalhos de cunho regional, com ênfase na distribuição das rochas do Grupo Bauru nos estados de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Goiás e São Paulo, destacam-se os de Suguio & Barcelos (1983), Barcelos (1984) e Fúlfaro & Barcelos (1991).

Apesar do volume de trabalhos já realizados, a classificação das rochas da Formação Marília é, ainda, imprecisa, bem como pairam dúvidas à cerca dos modelos deposicionais propostos para o Membro Ponte Alta.

O estudo sistemático de uma área de 9.000Km<sup>2</sup> situada entre os meridianos 47°30', 47°49' e 48°30' e entre os paralelos 19°20', 19°35'06" e 20°00', englobando a cidade de Uberaba e os distritos de Peirópolis, Ponte Alta, Santa Rosa, Mangabeira, Serra da Galga e Cinquentão (fig.1), ora desenvolvido por Alves (1993), leva à conclusão que as rochas do Membro Ponte Alta são caracterizadas por conglomerados a arenitos conglomeráticos polimíticos com seixos de quartzo, quartzito, xisto, basalto e granito, depositados, provavelmente, em um sistema de leques aluviais coalescentes retrabalhados intensamente por sistemas fluviais do tipo "braided" com geração de lagos efêmeros associados a solos do tipo "calcrete" em condições de clima semi-árido. Estes depósitos lacustres sofreram, também, retrabalhamento, sendo que os registros encontrados são carapaças de ostracodes quebradas, em sua maioria. Estas observações suportadas por estudos petrográficos, relações isotópicas e catodoluminescência, como proposto neste trabalho, contradizem a hipótese de alguns já citados autores que sugerem que o Membro Ponte Alta é representado por arenitos conglomeráticos a conglomerados e calcretes associados a calcários bastante puros de origem lacustre. Esses "calcários puros" são interpretados por Alves (1993) como sendo rochas originalmente siliciclásticas quase que totalmente substituídas por cimento carbonático.

## GEOLOGIA REGIONAL

A unidade estudada neste trabalho é parte integrante do Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), cujos sedimentos se assentam sobre os basaltos da Formação Serra Geral, arenitos e quartzitos do Grupo Araxá e outros terrenos pré-cambrianos. O Grupo Bauru é representado na região, da base para o topo, pela Formação Uberaba e Formação Marília subdividida por Barcelos (1984) nos Membros Ponte Alta e Serra da Galga.

A Formação Uberaba, restrita ao Triângulo Mineiro, recobre discordantemente a Formação Serra Geral e é caracterizada por rochas epiclásticas (arenitos tufáceos associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos, com área fonte de sedimentos predominantemente vulcânica).

A Formação Marília, cujo contato com a Formação Uberaba é predominantemente gradacional, é representada no Triângulo Mineiro pelos Membros Ponte Alta e Serra da Galga. O Membro Ponte Alta é constituído por calcretes associados a calcários bastante puros, interpretado por Suguio & Barcelos (1983) como sendo de origem lacustre. O Membro Serra da Galga é caracterizado por conglomerados arenosos, carbonáticos e arenitos argilosos (fig.2).

## METODOLOGIA

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos da descrição de 183 lâminas delgadas através da petrografia ótica convencional, onde 53 destas foram submetidas a uma análise modal dos constituintes detríticos e diagenéticos, contando-se cerca de 320 pontos para cada lâmina. Posteriormente foram selecionadas 20 amostras para análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio nos principais tipos de cimentos carbonáticos e nos níveis de "calcário puro". Cerca de 10 lâminas delgadas foram examinadas sob catodoluminescência através do aparelho Technosyn MK-II 2200.

A determinação dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio foi realizada nos laboratórios do Instituto de Mineralogia e Petrografia da Universidade de Bonn - Alemanha. As amostras foram atacadas com ácido fosfórico (100%) a uma temperatura de 25°C para se obter a liberação do CO<sub>2</sub>, segundo técnica descrita por McCrea (1950). As relações isotópicas de carbono e

oxigênio foram medidas no CO<sub>2</sub> obtido utilizando-se um equipamento coletor triplo de isogás modelo SIRA-10 VG-9011 de 12cm de raio. Esse equipamento permite uma reprodutibilidade dos dados com erro inferior a 0.01%.

## PETROGRAFIA

A unidade estudada apresenta arenitos conglomeráticos a conglomerados intensamente cimentados por carbonato de cálcio, que chega a substituir muitos grãos detríticos. O arcabouço é representado basicamente por quartzo (30-90%), feldspatos potássicos (4-16%), plagioclásio (1-2%), granada (2-5%), leucocênio (1-7%), fragmentos de basalto (5-20%), quartzito (15-40%), xisto (1-5%), granito (2-5%), intraclastos de arenito (1-6%), turmalina, zircão, epidoto, moscovita, anfibólio, monazita, ilmenita, perovskita, hollandita, apatita, titanita e opacos, como acessórios (0-5%). É importante notar que a dissolução de grãos foi tão intensa a ponto de eliminar quase que completamente os plagioclásios. A cimentação é caracterizada por calcita eodiagenética, que chega a atingir de 10 a 95% da rocha, Mg-calcita, calcedônia, opala, sílex, barita, atapulgita e esmectita. Localmente verifica-se a presença de caulinita, como resultado de alteração de feldspatos, e illita, infiltrada mecanicamente. Aparecem, também, carapaças completas e valvas de ostracodes.

De acordo com a composição mineralógica, as rochas do Membro Ponte Alta podem ser classificadas como sublarenito, litarenito feldspático e, predominantemente, litarenito, segundo a classificação proposta por McBride (1963) (fig.3).

Sob catodoluminescência, as rochas do Membro Ponte Alta exibem baixíssima luminescência quando comparadas às rochas da Formação Uberaba. A luminescência mais intensa nas rochas da Formação Uberaba decorre do fato de as mesmas apresentarem cimentação por calcita espática com teor elevado de Mn, que segundo Martin & Zeegers (1969), Richter & Zinkernagel (1981) e outros, é o principal elemento ativador na luminescência dos carbonatos que exibem cores em tons vermelho e amarelo, típicos de condições mesodiagenéticas. Já a luminescência quase ausente das rochas do Membro Ponte Alta, decorre da cimentação calcítica em zona meteórica vadosa sob condições da elevada oxigenação (eodiagênese). Carpenter & Oglesby (1976, apud Gomes & Vortisch, 1990), mostram que em ambientes oxidantes o Mn tende a ocorrer sob a forma

Mn<sup>4+</sup>, não sendo, assim, incorporado à estrutura do cristal, produzindo, portanto, pouca ou nenhuma luminescência (Gomes & Vortisch 1990, op. cit.).

## ISOTÓPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Em vinte amostras de rocha, coletadas em diversos afloramentos da área estudada (fig.1), foram realizadas determinações da relação isotópica para os isótopos estáveis de C e O. A relação isotópica do oxigênio foi obtida com base no padrão SMOW (STANDARD MEAN OCEAN WATER) enquanto na determinação de isótopos de carbono foi utilizado o padrão PDB (Belemnitella Americana from Peedee Formation) proposto por McCrea (1950). Para a transformação dos valores de SMOW em PDB utilizou-se a equação proposta por Friedman & O'Neil (1977) (Tab.1):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97006 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,94.$$

Os valores obtidos mostram uma grande homogeneidade e são típicos de carbonatos não marinhos, caracterizados por relações isotópicas de C extremamente leves. Quando plotadas no diagrama de Milliman (1974), as relações isotópicas de C e O de todas as amostras agrupam-se no campo destinado aos calcetes (fig.4). Além disso, os valores obtidos neste trabalho são idênticos aos publicados por Salomons & Mook (1986) numa compilação feita sobre as assinaturas de isótopos estáveis de C e O em ocorrências de calcetes de diversas partes do mundo (fig.5).

Desde o trabalho clássico de Urey (1947), o fracionamento dos isótopos de oxigênio vem sido usado por diversos pesquisadores (Epstein *et al.* 1953, Stuiver 1970, Salomons & Mook 1986, entre outros) para a determinação de paleotemperaturas em rochas sedimentares carbonáticas. O método se baseia na observação de que a temperatura da solução da qual o carbonato é precipitado reflete-se na relação isotópica O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> do carbonato neoformado. Isto se deve ao fato de que a fugacidade do O<sup>16</sup> (mais leve) é extremamente dependente da temperatura. Segundo Fuechtbauer (1988) uma variação da ordem de 20°C corresponde a uma perda de 4% de O<sup>16</sup> na água do mar. Epstein *et al.* (1953) obtiveram, através de estudos experimentais, a seguinte equação, que correlaciona a relação O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> à temperatura de formação de carbonatos autigênicos:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,5 - 4,3\delta^{18}\text{O} + 0,14(\delta^{18}\text{O})^2, \text{ onde } \delta^{18}\text{O} = 1000 \frac{\text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{AMOSTRA}} - \text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{PADRAO}}}{\text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{PADRAO}}} \% \text{ o(PDB)}$$

Para as amostras analisadas neste trabalho, foram estimadas temperaturas que oscilam entre 37,0 e 51,2°C (ver Tab.1). Estes valores estão na mesma faixa dos obtidos por Castro & Fuzikawa (1993) em estudos de microtermometria de inclusões fluidas em cristais de calcita que substituem parcialmente

o material fóssil (restos de ossos) que ocorrem na Formação Marília.



# CALCRETES DO MEMBRO PONTE ALTA, FORMAÇÃO MARÍLIA, NA REGIÃO DO TRIÂNGULO MINEIRO - EVIDÊNCIAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS E CATODOLUMINESCÊNCIA

**JÚLIA MARIA DE PAULA ALVES** - MESTRADO EM GEOLOGIA UFOP

**NEWTON SOUZA GOMES** - DEGEO/EM/UFOP

**STEPHAN HOERNES** - MINERALOGISCH-PETROLOGISCHES INST. UNIV. BONN - ALEMANHA

## INTRODUÇÃO

Desde o início do século, as rochas do Grupo Bauru vêm sendo estudadas. Gonzaga de Campos (1905) desenvolveu os primeiros estudos no Estado de São Paulo. Com o advento dos achados fósseis, inúmeros pesquisadores foram atraídos para a região e iniciou-se, assim, um estudo litofaciológico mais bem caracterizado do Cretáceo Continental Brasileiro (Fúlfaro & Barcelos, 1991).

Dentre os trabalhos de cunho regional, com ênfase na distribuição das rochas do Grupo Bauru nos estados de Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Goiás e São Paulo, destacam-se os de Suguio & Barcelos (1983), Barcelos (1984) e Fúlfaro & Barcelos (1991).

Apesar do volume de trabalhos já realizados, a classificação das rochas da Formação Marília é, ainda, imprecisa, bem como pairam dúvidas à cerca dos modelos deposicionais propostos para o Membro Ponte Alta.

O estudo sistemático de uma área de 9.000Km<sup>2</sup> situada entre os meridianos 47°30', 47°49' e 48°30' e entre os paralelos 19°20', 19°35'06" e 20°00', englobando a cidade de Uberaba e os distritos de Peirópolis, Ponte Alta, Santa Rosa, Mangabeira, Serra da Galga e Cinquentão (fig.1), ora desenvolvido por Alves (1993), leva à conclusão que as rochas do Membro Ponte Alta são caracterizadas por conglomerados a arenitos conglomeráticos polimíticos com seixos de quartzo, quartzito, xisto, basalto e granito, depositados, provavelmente, em um sistema de leques aluviais coalescentes retrabalhados intensamente por sistemas fluviais do tipo "braided" com geração de lagos efêmeros associados a solos do tipo "calcrete" em condições de clima semi-árido. Estes depósitos lacustres sofreram, também, retrabalhamento, sendo que os registros encontrados são carapaças de ostracodes quebradas, em sua maioria. Estas observações suportadas por estudos petrográficos, relações isotópicas e catodoluminescência, como proposto neste trabalho, contradizem a hipótese de alguns já citados autores que sugerem que o Membro Ponte Alta é representado por arenitos conglomeráticos a conglomerados e calcretes associados a calcáreos bastante puros de origem lacustre. Esses "calcáreos puros" são interpretados por Alves (1993) como sendo rochas originalmente siliciclásticas quase que totalmente substituídas por cimento carbonático.

## GEOLOGIA REGIONAL

A unidade estudada neste trabalho é parte integrante do Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), cujos sedimentos se assentam sobre os basaltos da Formação Serra Geral, arenitos e quartzitos do Grupo Araxá e outros terrenos pré-cambrianos. O Grupo Bauru é representado na região, da base para o topo, pela Formação Uberaba e Formação Marília subdividida por Barcelos (1984) nos Membros Ponte Alta e Serra da Galga.

A Formação Uberaba, restrita ao Triângulo Mineiro, recobre discordantemente a Formação Serra Geral e é caracterizada por rochas epiclásticas (arenitos tufáceos associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos, com área fonte de sedimentos predominantemente vulcânica).

A Formação Marília, cujo contato com a Formação Uberaba é predominantemente gradacional, é representada no Triângulo Mineiro pelos Membros Ponte Alta e Serra da Galga. O Membro Ponte Alta é constituído por calcretes associados a calcáreos bastante puros, interpretado por Suguio & Barcelos (1983) como sendo de origem lacustre. O Membro Serra da Galga é caracterizado por conglomerados arenosos, carbonáticos e arenitos argilosos (fig.2).

## METODOLOGIA

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos da descrição de 183 lâminas delgadas através da petrografia ótica convencional, onde 53 destas foram submetidas a uma análise modal dos constituintes detríticos e diagenéticos, contando-se cerca de 320 pontos para cada lâmina. Posteriormente foram selecionadas 20 amostras para análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio nos principais tipos de cimentos carbonáticos e nos níveis de "calcáreo puro". Cerca de 10 lâminas delgadas foram examinadas sob catodoluminescência através do aparelho Technosyn MK-II 2200.

A determinação dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio foi realizada nos laboratórios do Instituto de Mineralogia e Petrografia da Universidade de Bonn - Alemanha. As amostras foram atacadas com ácido fosfórico (100%) a uma temperatura de 25°C para se obter a liberação do CO<sub>2</sub>, segundo técnica descrita por McCrea (1950). As relações isotópicas de carbono e

oxigênio foram medidas no CO<sub>2</sub> obtido utilizando-se um equipamento coletor triplo de isogás modelo SIRA-10 VG-9011 de 12cm de raio. Esse equipamento permite uma reprodutibilidade dos dados com erro inferior a 0.01%.

## PETROGRAFIA

A unidade estudada apresenta arenitos conglomeráticos a conglomerados intensamente cimentados por carbonato de cálcio, que chega a substituir muitos grãos detriticos. O arcabouço é representado basicamente por quartzo (30-90%), feldspatos potássicos (4-16%), plagioclásio (1-2%), granada (2-5%), leucocênio (1-7%), fragmentos de basalto (5-20%), quartzito (15-40%), xisto (1-5%), granito (2-5%), intraclastos de arenito (1-6%), turmalina, zircão, epidoto, moscovita, anfibólio, monazita, ilmenita, perovskita, hollandita, apatita, titanita e opacos, como acessórios (0-5%). É importante notar que a dissolução de grãos foi tão intensa a ponto de eliminar quase que completamente os plagioclásios. A cimentação é caracterizada por calcita eodiagenética, que chega a atingir de 10 a 95% da rocha, Mg-calcita, calcedônia, opala, sílex, barita, atapulgita e esmectita. Localmente verifica-se a presença de caulinita, como resultado de alteração de feldspatos, e illita, infiltrada mecanicamente. Aparecem, também, carapaças completas e valvas de ostracodes.

De acordo com a composição mineralógica, as rochas do Membro Ponte Alta podem ser classificadas como sublarenito, litarenito feldspático e, predominantemente, litarenito, segundo a classificação proposta por McBride (1963) (fig.3).

Sob catodoluminescência, as rochas do Membro Ponte Alta exibem baixíssima luminescência quando comparadas às rochas da Formação Uberaba. A luminescência mais intensa nas rochas da Formação Uberaba decorre do fato de as mesmas apresentarem cimentação por calcita espática com teor elevado de Mn, que segundo Martin & Zeegers (1969), Richter & Zinkernagel (1981) e outros, é o principal elemento ativador na luminescência dos carbonatos que exibem cores em tons vermelho e amarelo, típicos de condições mesodiagenéticas. Já a luminescência quase ausente das rochas do Membro Ponte Alta, decorre da cimentação calcítica em zona meteórica vadosa sob condições da elevada oxigenação (eodiagênese). Carpenter & Oglesby (1976, apud Gomes & Vortisch, 1990), mostram que em ambientes oxidantes o Mn tende a ocorrer sob a forma

Mn<sup>4+</sup>, não sendo, assim, incorporado à estrutura do cristal, produzindo, portanto, pouca ou nenhuma luminescência (Gomes & Vortisch 1990, op. cit.).

## ISOTÓPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Em vinte amostras de rocha, coletadas em diversos afloramentos da área estudada (fig.1), foram realizadas determinações da relação isotópica para os isótopos estáveis de C e O. A relação isotópica do oxigênio foi obtida com base no padrão SMOW (STANDARD MEAN OCEAN WATER) enquanto na determinação de isótopos de carbono foi utilizado o padrão PDB (Belemnitella Americana from Peedee Formation) proposto por McCrea (1950). Para a transformação dos valores de SMOW em PDB utilizou-se a equação proposta por Friedman & O'Neil (1977) (Tab.1):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0,97006 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29,94.$$

Os valores obtidos mostram uma grande homogeneidade e são típicos de carbonatos não marinhos, caracterizados por relações isotópicas de C extremamente leves. Quando plotadas no diagrama de Milliman (1974), as relações isotópicas de C e O de todas as amostras agrupam-se no campo destinado aos calcetes (fig.4). Além disso, os valores obtidos neste trabalho são idênticos aos publicados por Salomons & Mook (1986) numa compilação feita sobre as assinaturas de isótopos estáveis de C e O em ocorrências de calcetes de diversas partes do mundo (fig.5).

Desde o trabalho clássico de Urey (1947), o fracionamento dos isótopos de oxigênio vem sido usado por diversos pesquisadores (Epstein *et al.* 1953, Stuiver 1970, Salomons & Mook 1986, entre outros) para a determinação de paleotemperaturas em rochas sedimentares carbonáticas. O método se baseia na observação de que a temperatura da solução da qual o carbonato é precipitado reflete-se na relação isotópica O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> do carbonato neoformado. Isto se deve ao fato de que a fugacidade do O<sup>16</sup> (mais leve) é extremamente dependente da temperatura. Segundo Fuechtbauer (1988) uma variação da ordem de 20°C corresponde a uma perda de 4% de O<sup>16</sup> na água do mar. Epstein *et al.* (1953) obtiveram, através de estudos experimentais, a seguinte equação, que correlaciona a relação O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> à temperatura de formação de carbonatos autigênicos:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,5 - 4,3\delta^{18}\text{O} + 0,14(\delta^{18}\text{O})^2, \text{ onde } \delta^{18}\text{O} = 1000 \frac{\text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{AMOSTRA}} - \text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{PADRAO}}}{\text{O}^{18}/\text{O}^{16}_{\text{PADRAO}}} \text{‰(PDB)}$$

Para as amostras analisadas neste trabalho, foram estimadas temperaturas que oscilam entre 37,0 e 51,2°C (ver Tab.1). Estes valores estão na mesma faixa dos obtidos por Castro & Fuzikawa (1993) em estudos de microtermometria de inclusões fluidas em cristais de calcita que substituem parcialmente

o material fóssil (restos de ossos) que ocorrem na Formação Marília.

## CONCLUSÕES

A técnica de catodoluminescência aliada à determinação da assinatura isotópica, que permite inferir a temperatura, constitui um importante método de caracterização de calcretes. Os chamados "calcários puros" descritos por diversos autores, nada mais são do que rochas essencialmente siliciclásticas intensamente cimentadas por carbonato de cálcio com dissolução quase que total dos grãos.

De acordo com estudos de Alves (1993), o modelo deposicional mais provável para o Membro Ponte Alta seria um sistema de leques aluviais intensamente retrabalhados por sistemas fluviais do tipo "braided" associado a lagos efêmeros que, por sua vez, seriam também retrabalhados, deixando como registro carapaças e valvas de ostracodes.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVES, J.M.P. 1993 - Petrologia e diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na região do Triângulo Mineiro. Dissertação de Mestrado, UFOP. (em preparação).
- 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. Tese de Livre Docência. Rio Claro, IGCE-UNESP/Campus de Rio Claro. 190p.
- CASTRO, P.T.A. & FUZIKAWA, K. 1993 - Análises microtermométricas em amostras fósseis da Formação Marília no Triângulo Mineiro, MG. (em preparação).
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, H.A., LOWENSTAM, H.A., UREY, H.C. 1953 - Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64(11):1315-1325.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. 1977 - Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: *Data Geochem.* 6<sup>th</sup> Ed. *Geol. Surv. Prof. Paper* - 440 KK, p. 1-12.
- FUECHTBAUER, H. 1986 - *Sediment und Sedimentgesteine. Teil II.* Stuttgart, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. 1141p.
- FÚLFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. 1991 - Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DO SUDESTE, 2. São Paulo, 1991. *Atas*, São Paulo, SBG/SP-RJ. p.59-66.
- GOMES, N.S. & VORTISCH, W. 1990 - Catodoluminescência: Breve retrospectiva da técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. *Revista da Escola de Minas*, 44(1):16-27.
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F. 1905 - Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil). Tipografia Ideal, São Paulo. 40p.
- MARTIN, H. & ZIEGERS, H. 1969 - Cathodoluminescence et distribution du manganèse dans les calcaires et dolomies du Tournaisien Supérieur au Sud de Dinant (Belgique). *Comptes Rendus de L'Academie des Science Paris*. 269:922-924.
- McBRIDE, E.F. 1963 - A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33:664-669.
- McCREA, J.M. 1950 - On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physical*. 18:849-857.
- MILLMAN, J.D. 1974 - Marine Carbonates - Recent sedimentary carbonates. Part. I. Berlin, Springer Verlag, 375p.
- RICHTER, D.K. & ZINKERNAGEL, U. 1981 - Zur Anwendung der Kathodolumineszenz in der Karbonatpetrographie. *Geol. Rdsch.* 70: 276-302.
- SALOMONS, W. & MOOK, W.G. 1986 - Isotope geochemistry of carbonates in weathering zone. In: FRITZ, P. & FONTES, J.Ch. eds. - *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. v.2, p.239-269.
- STUIVER, M. 1970 - Oxygen and carbon isotope ratios of fresh water carbonates as climatic indicator. *Journal Geophysical Research*, 75: 5247-5258.
- SUGUIO, K. & BARCELOS, J.H. 1983 - Calcretes of Bauru Group (Cretaceous) Brazil: Petrology and Geological Significance. *Boletim IG (Instituto de Geociências - USP)*, 14:31-47.
- UREY, H.C. 1947 - The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*. 562-584.

TABELA 01 - Assinatura isotópica  $C^{13}$  e  $O^{18}$  em calcretes calculadas em PDB segundo Friedman & O'Neil (1977) e temperaturas calculadas de acordo com Epstein et al. (1953).

AMOSTRA	$^{18}O$ (SMOW)	$^{18}O$ (PDB)	$^{13}C$ (PDB)	T(°C)
PAJ 06 A	24,69	-5,98	-9,04	47,2
PAJ 06 B	24,45	-6,22	-9,47	48,7
PAJ 08 A	24,20	-6,46	-9,22	50,1
PAJ 26	24,12	-6,54	-9,24	50,6
PAJ 29 A1	24,07	-6,47	-9,11	50,2
PAJ 29 A2	23,97	-6,69	-9,25	51,2
PAJ 42 A	26,27	-4,45	-7,93	38,3
PAJ 42 B	26,55	-4,18	-7,99	37,0
PAJ 115 A1	24,86	-5,84	-8,99	46,4
PAJ 115 A2	24,97	-5,71	-8,77	45,6
PAJ 116 A	25,26	-5,43	-9,28	44,0
PAJ 116 B	25,40	-5,30	-9,27	43,2
PAJ 136 A	25,58	-5,12	-8,46	42,2
PAJ 136 B	25,67	-5,04	-8,40	41,7
PAJ 137 A	25,05	-5,64	-8,94	45,2
PAJ 137 B	24,81	-5,87	-9,13	46,6
PAJ 139	24,62	-6,05	-8,09	47,6
PAJ DRS 1	24,81	-5,87	-9,10	46,6
PAJ DRS 2	24,84	-5,84	-9,10	46,4
SGJ 41 C	24,19	-6,47	-9,23	50,2



TABELA 01 - Assinatura isotópica  $C^{13}$  e  $O^{18}$  em calcretes calculadas em PDB segundo Friedman & O'Neil (1977) e temperaturas calculadas de acordo com Epstein et al. (1953).

AMOSTRA	$^{18}O$ (SNOW)	$^{18}O$ (PDB)	$^{13}C$ (PDB)	T (°C)
PAJ 06 A	24,69	-5,98	-9,04	47,2
PAJ 06 B	24,45	-6,22	-9,47	48,7
PAJ 08 A	24,20	-6,46	-9,22	50,1
PAJ 26	24,12	-6,54	-9,24	50,6
PAJ 29 A1	24,07	-6,47	-9,11	50,2
PAJ 29 A2	23,97	-6,69	-9,25	51,2
PAJ 42 A	26,27	-4,45	-7,93	38,3
PAJ 42 B	26,55	-4,18	-7,99	37,0
PAJ 115 A1	24,86	-5,84	-8,99	46,4
PAJ 115 A2	24,97	-5,71	-8,77	45,6
PAJ 116 A	25,26	-5,43	-9,28	44,0
PAJ 116 B	25,40	-5,30	-9,27	43,2
PAJ 136 A	25,58	-5,12	-8,46	42,2
PAJ 136 B	25,67	-5,04	-8,40	41,7
PAJ 137 A	25,05	-5,64	-8,94	45,2
PAJ 137 B	24,81	-5,87	-9,13	46,6
PAJ 139	24,62	-6,05	-8,09	47,6
PAJ DRS 1	24,81	-5,87	-9,10	46,6
PAJ DRS 2	24,84	-5,84	-9,10	46,4
SGJ 41 C	24,19	-6,47	-9,23	50,2

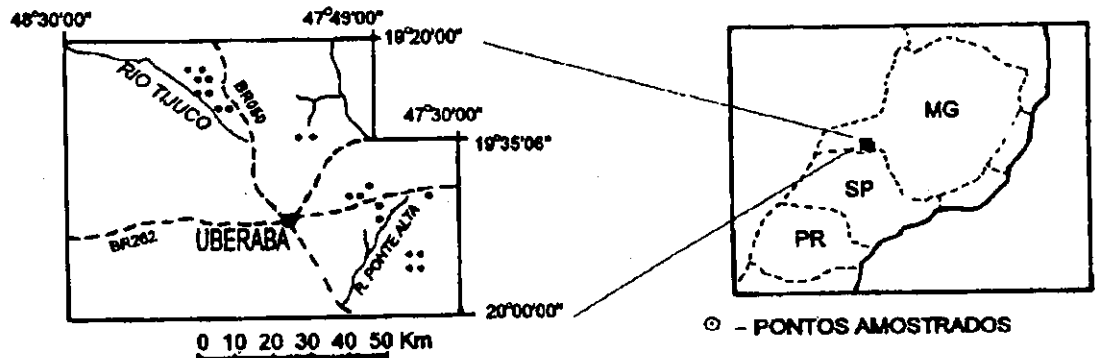


FIGURA 1 - Mapa de localização da área estudada e dos pontos amostrados.

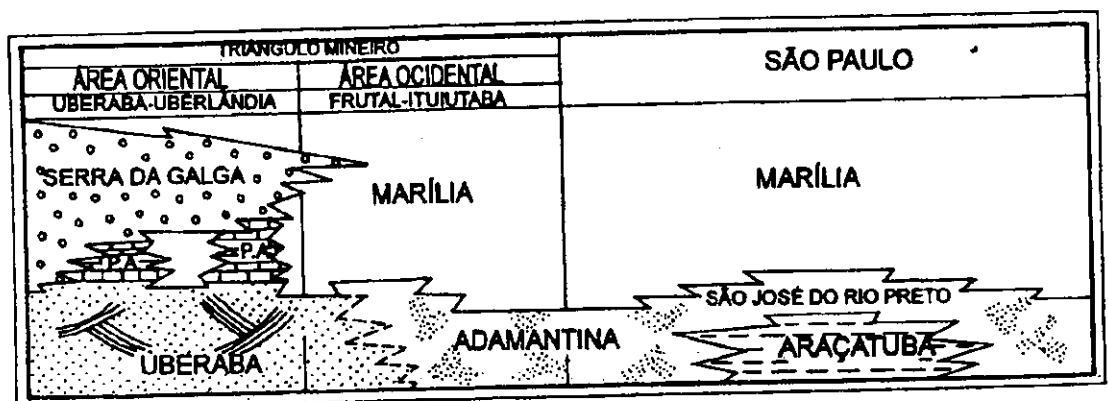


FIGURA 2 - O Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e norte do Estado de São Paulo, segundo Fúfaro & Barcelos (1991).

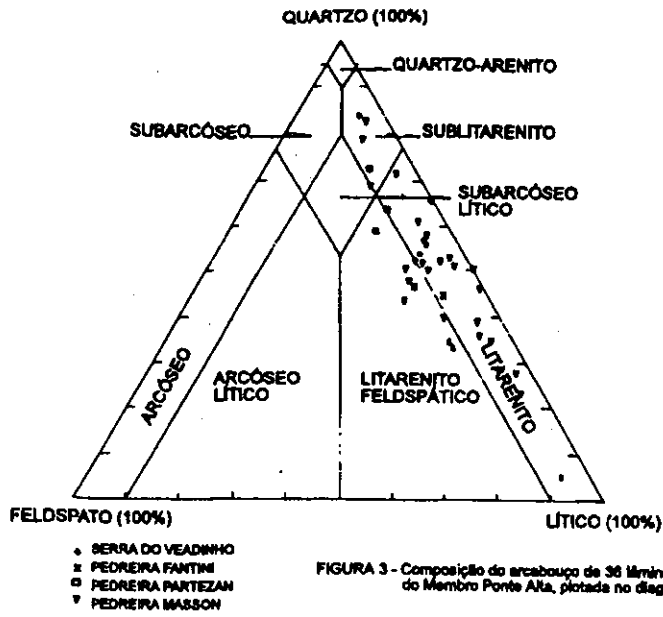


FIGURA 3 - Composição do arcabouço de 36 lâminas delgadas do Membro Ponte Alta, plotada no diagrama de McBride (1963).

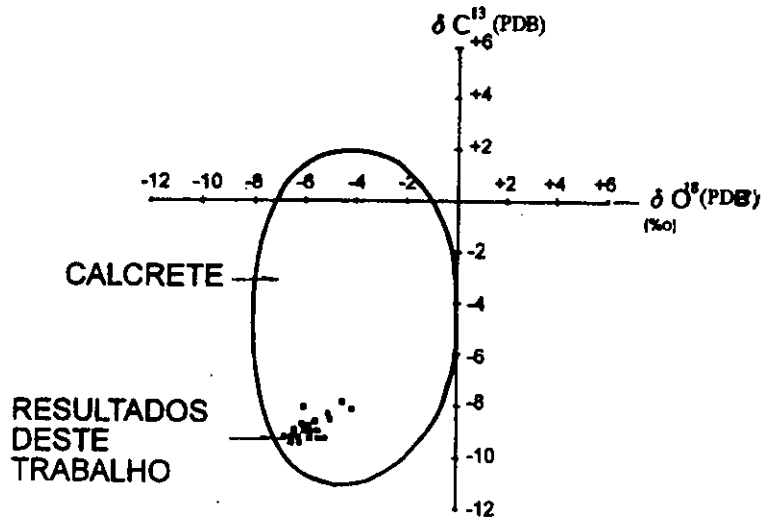


FIGURA 4 - Relações isotópicas de C e O plotadas no diagrama de Miliman (1974).

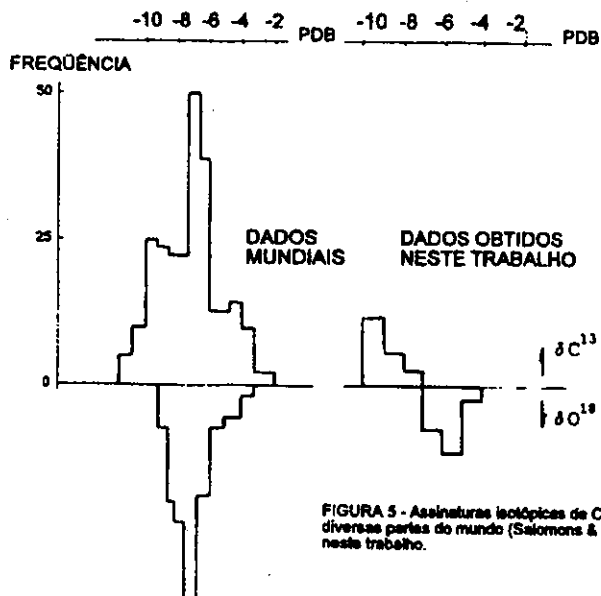


FIGURA 5 - Assinaturas isotópicas de C e O em calcareos de diversas partes do mundo (Salomons & Mock, 1966) e as obtidas neste trabalho.

## ESTUDO PRELIMINAR SOBRE O AMBIENTE DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO UBERABA

**PAULO DIAS FERREIRA JÚNIOR** - Mestrando em Geologia UFOP  
**WILSON JOSÉ GUERRA** - EM/DEGEO/UFOP

### INTRODUÇÃO

Desde o início deste século, a presença de diamantes detríticos, na região do Triângulo Mineiro vem chamando a atenção de diversos pesquisadores. Já em 1917 Rimman (in Hasui, 1968) denominou de "Uberaba" o conjunto de rochas esverdeadas com características tufaceas portadoras de diamantes; porém só em 1937, através de Barbosa (in Hasui, op. cit.), essas rochas foram introduzidas na literatura geológica com sua elevação ao "status" de Formação Uberaba. Desde então, importantes trabalhos foram realizados com o intuito de melhor compreender a distribuição e a gênese dessas rochas.

O presente trabalho objetiva caracterizar a Formação Uberaba a partir de estudos petrológicos, confecção de perfis litoestratigráficos e análise de medidas de paleocorrentes de forma a elaborar, a partir dos dados obtidos, um modelo deposicional para a área.

### LOCALIZAÇÃO

Sendo a Formação Uberaba restrita ao Triângulo Mineiro, a área delimitada neste trabalho compreende a cidade de Uberaba e regiões circunvizinhas (fig.1). A localização dos perfis procurou ser a mais abrangente possível dentro dos limites de ocorrência das rochas estudadas.

### METODOLOGIA

A base deste trabalho foi um reconhecimento de campo, quando foram levantados quatro perfis litoestratigráficos para se caracterizar a composição mineralógica da rocha, suas variações espaciais e suas estruturas sedimentares primárias, com destaque para os elementos indicativos de paleocorrentes. Com os dados obtidos foram elaborados os perfis compostos e as medidas relativas às paleocorrentes foram tratadas para que se pudesse avaliar as direções preferenciais da deposição dos sedimentos. Também foram confeccionadas lâminas delgadas a fim de se completar a pesquisa com um estudo petrológico quantitativo.

### GEOLOGIA REGIONAL

A subdivisão do Grupo Bauru, aqui adotada, segue a proposta de Barcelos (1984), com redefinições apresentadas por Fúlfaro & Barcelos (1991) (fig.2).

Segundo Barcelos (1984), o contato inferior da Formação Uberaba se dá por discordância paralela com a Formação Serra Geral ou discordância angular com arenitos da Formação Botucatu e mica-xistos do Grupo Araxá, no Alto Paranaíba. Possivelmente interdígita-se com sedimentos da Formação Adamantina a oeste. O contato superior é gradacional e se faz com o Membro Ponte Alta da Formação Marília, que, por sua vez, se encontra recoberta por sedimentos silto-argilosos correlacionáveis à Formação Itaqueri (Barbosa & Castro, 1992).

A Formação Uberaba é constituída por rochas epiclásticas (arenitos tufaceos associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos) derivadas do retrabalhamento de rochas vulcânicas pré-existentes associadas a sedimentos de outras fontes não vulcânicas (Barcelos, 1984). Para Hasui (op. cit.) a cor verde dos sedimentos se deve à presença de esmectita, enquanto que as porções avermelhadas derivam da oxidação do ferro.

O ambiente de sedimentação e condições climáticas ainda são objetos de grandes controvérsias. Para Hasui (op. cit.) os sedimentos foram depositados em um ambiente fluvial com pequeno transporte e alternância de climas secos e úmidos. Suguio *et alli* (1979), estudando os depósitos rudáceos na região de Romaria concluem que eles foram depositados por fluxos viscosos de detritos e corridas de lama na forma de leques aluviais em clima seco. Segundo Suguio (1981), prevaleceram condições fluvio-lacustres com forte contribuição vulcânica alcalina e um clima quente, relativamente úmido, mas com o predomínio de fases mais secas. Barcelos *et alli* (1981) e Barcelos (1989) sugerem um sistema fluvial meandrante. Barcelos *et alli* (1987) classificaram os depósitos rudáceos da região de Romaria como sendo associados a leques aluviais, enquanto que os depósitos mais finos representariam facies distais desses leques (fluvial anastomosado com intensa contribuição de material de origem vulcânica). Fúlfaro & Barcelos (1991) concordam com o sistema fluvial meandrante proposto por Suguio (1981), mas discordam quanto ao clima, que para eles seria úmido e com cobertura vegetal.

### A FORMAÇÃO UBERABA NA ÁREA ESTUDADA

A Formação Uberaba, cujos sedimentos foram classificados, através de análise petrográfica, como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos no sentido de

McBride (1963) (fig.3), mostram uma baixa seleção e grãos, em geral, pouco arredondados e caracterizam-se pelo predomínio de arenitos esverdeados com granulometria variando entre areia fina e areia muito grossa. Sua porção basal é constituída, normalmente, por um conglomerado polimítico suportado por areia grossa cujos seixos são, na maioria das vezes, de basalto e quartzo variando de 0,5 a 8 cm de diâmetro. À medida que se avança na estratigrafia ficam evidenciados vários ciclos de granodecrescência ascendente constituídos de areia grossa a média/fina. Nota-se, também, intercalações de material argiloso, como pode ser verificado no perfil Córrego do Açude (fig.4 e tab.1 a 4).

Como pode-se observar na figura 04, as principais estruturas sedimentares primárias encontradas foram: estratificação cruzada acanalada (Córrego do Açude, Capitão Rato e topo do FEPASA), estratificação plano-paralela (parte basal do perfil FEPASA), ondulações e estruturas de carga.

### AMBIENTE DEPOSICIONAL

Os dados obtidos permitem caracterizar para a Formação Uberaba, na área estudada, um sistema fluvial, possivelmente do tipo "braided", com vários ciclos de granodecrescência ascendente. Nota-se uma grande variação energética, principalmente no perfil Córrego do Açude, que inicia-se com um conglomerado basal seguido por vários ciclos argilosos e uma reativação da energia com nova deposição de material conglomerático. Também no perfil Fazenda Canabrava, observa-se esse comportamento, embora com menor intensidade. Os perfis FEPASA e Capitão Rato mostram uma variação menor de energia, caracterizada por intercalações de areia média a fina com pequenos níveis argilosos (fig.4). Segundo Miall (1992) o sistema fluvial do tipo "braided" apresenta numerosas barras e ilhas que caracterizam uma alta variabilidade na energia do fluxo, reflexo de grandes variações pluviométricas que ocorrem preferencialmente em um clima árido a semi-árido. Esses depósitos são constituídos por seqüências arenosas com granodecrescência ascendente e estratificações cruzadas, além de corpos tabulares com laminações plano-paralelas.

A análise das medidas de paleocorrentes obtidas a partir de estratificações cruzadas acanaladas e seixos imbricados indicam, para a Formação Uberaba, uma direção preferencial de paleocorrente para W. Esses dados sugerem altos estruturais nos basaltos da Formação Serra Geral como possível área fonte dos sedimentos da Formação Uberaba. Essa evidência é suportada ainda pela existência de seixos de basalto e de minerais instáveis como piroxênios. Esse dado é concordante com o sistema deposicional, aqui proposto, pois segundo Miall (op cit), existe uma tendência dos rios proximais serem do tipo "braided". Caminhando para o topo da Formação Uberaba,

ocorre um aumento de fragmentos dos grupos Canastra e Araxá, em detrimento daqueles da Formação Serra Geral.

### CONCLUSÕES

Com base nos dados obtidos no campo pode-se interpretar, que de acordo com a composição do arcabouço, a Formação Uberaba é caracterizada por litoarenitos a litoarenitos feldspáticos (segundo McBride, 1963), com ampla contribuição de material vulcânico;

Estudos petrológicos, litoestratigráficos e de paleocorrentes sugerem, preliminarmente, que a Formação Uberaba é caracterizada por um sistema fluvial do tipo "braided".

A partir de estudos de paleocorrentes pode-se concluir que a área fonte da Formação Uberaba, provavelmente, foram altos estruturais dentro da Formação Serra Geral.

### BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, E.M. & CASTRO, P.T.A. - 1993 - Sedimentação Cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro - MG (VII Simp. de Geologia de Minas Gerais).
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. - 1970 - Geologia da região do Triângulo Mineiro, Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 10p.(Bol.136).
- 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*. Tese de Livre-Docência, Rio Claro, IGCE-UNESP, 190p.
- BARCELOS, J.H. - 1989 - Influência do soerguimento do Alto Paranaíba na sedimentação pós-basáltica na área do Triângulo Mineiro (MG), borda NNE da Bacia Sedimentar do Paraná. *Geociências*, 8:37-54.
- BARCELOS, J.H.; LANDIM, P.M.B. & SUGUIO, K. - 1981 - Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. In: SIMP. GEOL., 3. Curitiba, 1981, Atas. Curitiba, SBG, v. 2, p. 90-102.
- BARCELOS, J.H.; SUGUIO, K.; GODOY, A.M.; HIRATA, R.A. & GONTIJO, R.C. - 1987 - Aspectos litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretáceo da Bacia do Paraná. *Geociências*, 5/6: 31-42.
- FÚLFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. - 1991 - Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMP. REG. GEOL., 2. São Paulo, 1991. Atas. São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 59-66.
- HASUI, Y. - 1968 - A Formação Uberaba. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22º. Belo Horizonte, 1968. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, p. 167-179.
- MCBRIDE, E.F. - 1963 - A classification of common sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33:664-669.
- MIALL, A.D. - 1992 - Alluvial deposits. In: WALKER, R. *Facies models 3* (no prelo).
- SUGUIO, K. - 1981 - Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: mesa redonda: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES. São Paulo, 1981. SBG/SP, n. 07, p.15-30.
- SUGUIO, K.; SVISERO, D.P. e FELITTI FILHO, W. - 1979 - Conglomerados polimíticos diamantífero de idade cretácica de Romaria (MG): um exemplo de sedimentação de leques aluviais. In: SIMP. GEOL., 2. Rio Claro, 1979, Atas. Rio Claro, SBG, v. 1, p. 217-229.

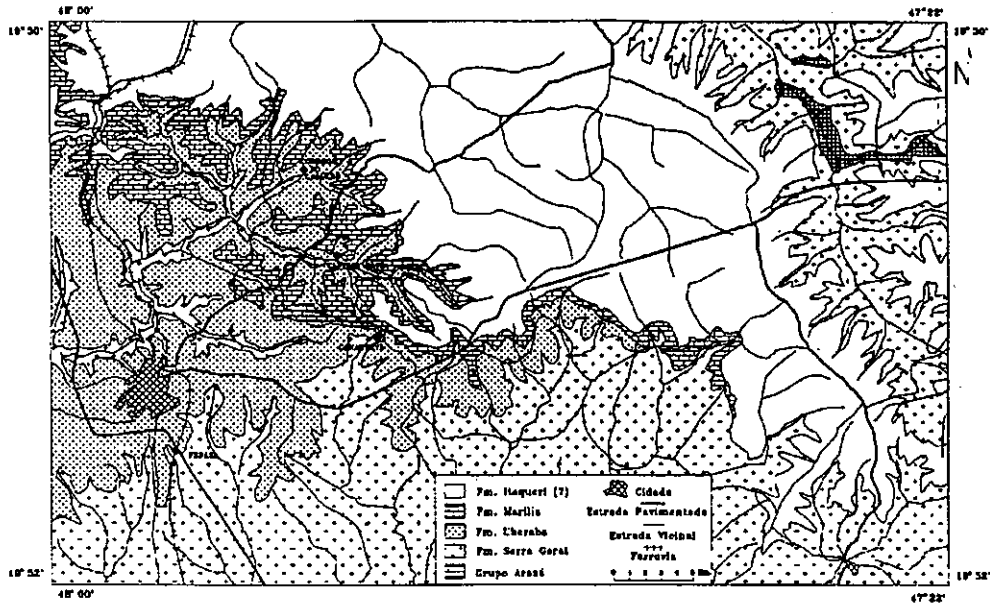


Figura 1: Mapa de localização (modificado de Barbosa et alii, 1970).

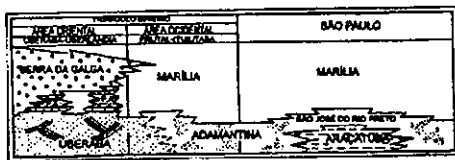


Figura 2: Grupo Bauru, no estado de São Paulo e Triângulo Mineiro (Fufaro & Barcelos, 1991).

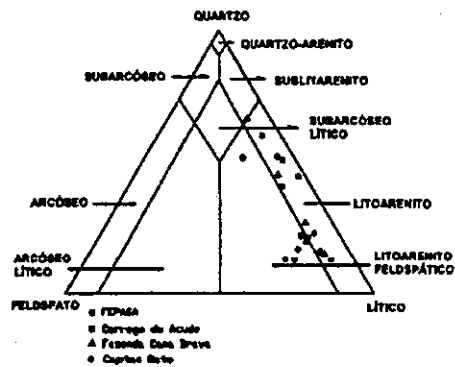


Figura 3: Composição mineralógica da Formação Uberaba segundo McBride (1963).

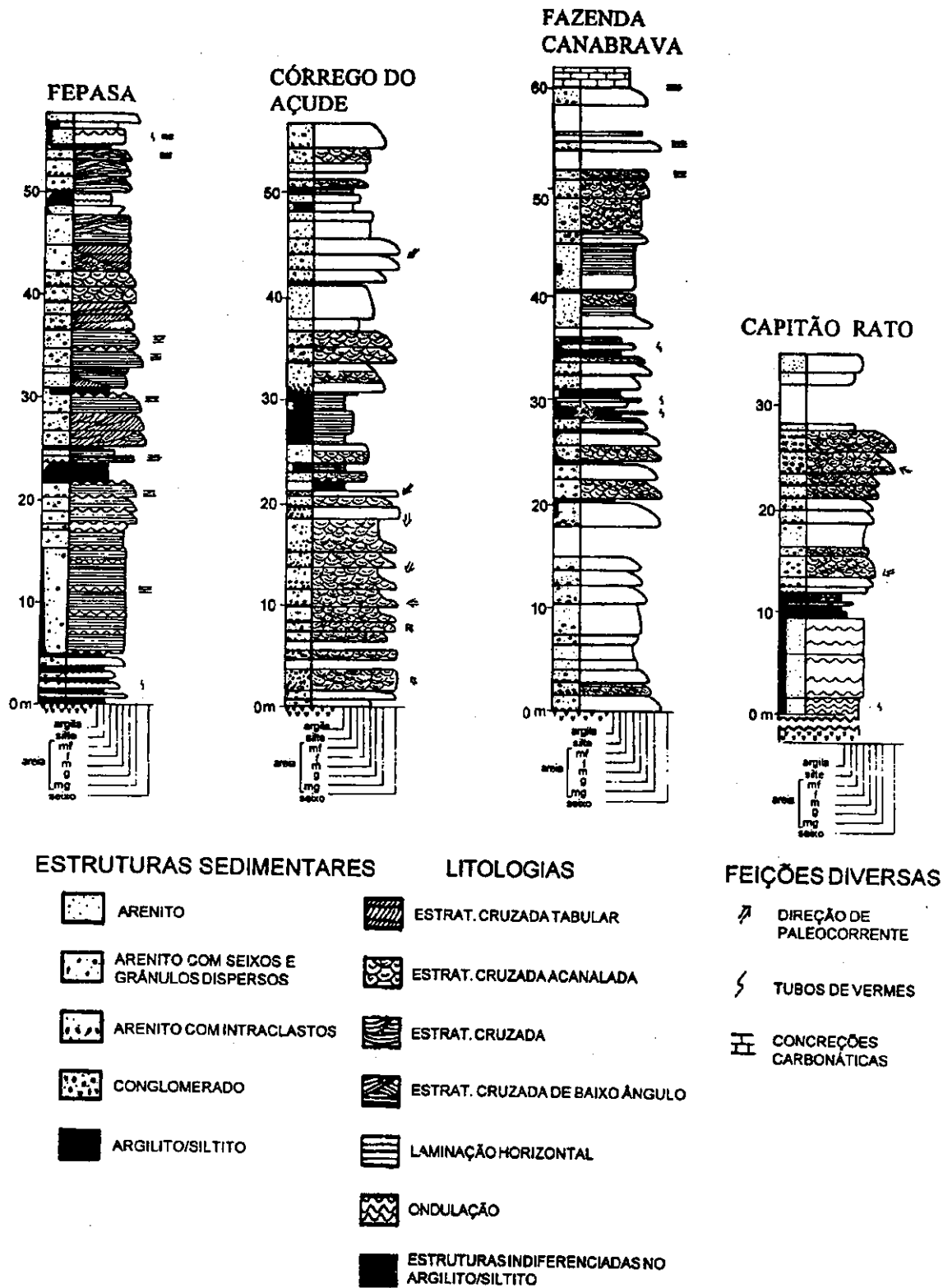


Figura 4: Perfis lito-estratigráficos

TABELA 01 - Perfil FEPASA.

INTERVALO	METROS	DESCRIÇÃO
M	58,0-56,5	Granodrecrescência ascendente com arenito muito grosso na base e arenito médio no topo.
L	54,0 - 56,5	Intercalações de siltito e arenito muito fino, rico em concreções carbonáticas
J	50,0 - 54,0	Granodrecrescência ascendente de arenito grosso mal selecionado na base e arenito fino no topo. Ocorrem estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo e tubos de verme.
I	47,5 - 50,0	Siltito com intercalações de arenito muito fino e argilito, apresentando laminação plano-paralela e pequenas ondulações.
H	42,0 - 47,5	Arenito fino a médio com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares de médio porte e laminação plano-paralela.
G	30,6 - 42,0	Seqüência com granodrecrescência ascendente de arenito grosso, normalmente conglomerático na base a arenito médio com estratificação cruzada, laminação plano-paralela de médio porte, corpos amalgamados com o topo ondulado e intercalações de argila.
F	24,8 - 30,6	Intervalo com granodrecrescência ascendente de arenito grosso mal selecionado na base e arenito médio no topo, apresentam estratificação cruzada e laminação plano-paralela. No topo ocorre um nível de siltito com níveis de arenito fino intercalado.
E	21,8 - 24,8	Intercalação de siltitos com laminação plano-paralela e topo ondulado e arenitos grossos mal selecionados com granodrecrescência ascendente e laminação plano-paralela.
D	17,8 - 21,8	Granodrecrescência de arenito muito grosso conglomerático na base e arenito médio no topo, com pequenos, mas freqüentes níveis de siltito intercalados. Topo ondulado e amalgamado com laminação plano-paralela.
C	15,0 - 17,8	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tabular de grande porte.
D	4,0 - 15,0	Corpos de arenito médio (40 - 60 cm) com forma sigmoidal apresentando níveis argilosos intercalados, laminação plano-paralela, estrutura de carga, lineação de partição, topo ondulado e concreções carbonáticas.
A	0 - 4,8	Intercalações de corpos arenosos (20 - 40 cm) com granodrecrescência ascendente e siltitos (até 50 cm de espessura) com tubos de verme e topo ondulado.
Basaltos da Formação Serra Geral em discordância paralela com a Formação Uberaba.		

TABELA 02 - Perfil CÓRREGO DOAÇUDE.

INTERVALO	METROS	DESCRIÇÃO
H	51,0 - 57,5	Intervalos de granodrecrescência ascendente com arenito grosso mal selecionado na base e arenito médio no topo com estratificação cruzada
F	48,0 - 51,0	Intercalações de siltito com laminação plano paralela e arenito fino com corpos amalgamados.
E	46,0 - 48,0	Arenito fino a médio bem selecionado com estratificação cruzada de baixo ângulo.
D	41,5 - 46,0	Intervalo com granodrecrescência ascendente de arenito conglomerático na base e arenito grosso no topo. Os corpos são amalgamados, apresentam topo ondulado e estratificação cruzada acanalada.
C	30,3 - 41,5	Seqüência de granodrecrescência ascendente com arenito conglomerático na base e arenito muito grosso com estratificação cruzada acanalada no topo. Corpos amalgamados com pelitos no topo.
B	21,0 - 30,3	Intercalações de arenitos finos com estratificações cruzadas e pelitos com laminações plano-paralelas.
A	0 - 21,0	Intervalo conglomerático com granodrecrescência ascendente, seixos de até 8 cm na base e arenito grosso no topo. Os intervalos mais arenosos apresentam estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. Próximo ao topo ocorre o primeiro nível de arenito fino
Basaltos da Formação Serra Geral em discordância paralela com a Formação Uberaba.		

TABELA 03 - Perfil FAZENDA CANABRAVA.

INTERVALO	METROS	DESCRIÇÃO
G	60,3	Formação Marília, arenito médio extremamente carbonatado, rico em concreções carbonáticas
F	52,0 - 60,3	Corpos amalgamados com granodrecrescência ascendente. Os arenitos tornam-se cada vez mais carbonáticos, sendo transicional o seu contato com a Formação Marília.
E	36,0 - 52,0	Corpos arenosos amalgamados com pequenos níveis de pelitos intercalados. Intervalo com granodrecrescência ascendente, estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela.
D	17,0 - 36,0	Corpos arenosos amalgamados com granodrecrescência ascendente, estratificação cruzada e tubos de verme. Intercalações de pelitos que se tornam mais freqüentes para o topo.
C	7,5 - 15,0	Granodrecrescência ascendente com arenito grosso mal selecionado na base e arenito fino no topo.
B	4,0 - 7,5	Arenito fino a médio bem selecionado
A	0 - 4,0	Seqüências com granodrecrescência ascendente de arenitos grossos mal selecionados na base e arenitos médios no topo com estratificação cruzada e laminação plano-paralela.
Formação Serra Geral em contato discordante paralelo com a Formação Uberaba.		

TABELA 04 - Perfil CAPITÃO RATO

INTERVALO	METROS	DESCRIÇÃO
E	31,5 - 34,5	Arenito fino e muito fino, muito bem selecionado
D	11,7 - 27,3	Seqüências com granodrecrescência ascendente de arenito muito grosso na base e arenito médio no topo. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas.
C	9,3 - 11,7	Nível pelítico com intercalações arenosas, laminação plano-paralela, ondulação e bioturbação
B	1,5 - 9,3	Corpos de arenito fino amalgamados com o topo ondulado e pequenas intercalações de pelitos com laminação convoluta.
A	0 - 1,5	Intercalações de arenito fino a médio e pelitos. Os corpos são amalgamados, pouco espessos (10 a 20 cm), com o topo amalgamado e tubos de vermes.
Não é verificado o contato com a Formação Serra Geral, mas o mesmo não deve estar muito abaixo deste nível.		

# FACIOLOGIA E MODELO DEPOSICIONAL DOS TEMPESTITOS DA FORMAÇÃO TRÊS MARIAS, AO SUL DA BACIA DO SÃO FRANCISCO

J.R.S. CHIAVEGATTO - DEP. DE GEOLOGIA/ESCOLA DE MINAS/UFOP

## INTRODUÇÃO

Seqüências tempestíticas decimétricas a métricas, com padrão de espessamento e granocrescência ascendentes (**thickening-coarsening upward**), caracterizam a Formação Três Marias na porção sul da Bacia do São Francisco (Chiavegatto, 1992; Chiavegatto & Gomes, 1991). Na área estudada (Fig. 1), essas seqüências apresentam um padrão cíclico, onde cada sucessão é constituída por facies heterolíticas na base e facies arenosas no topo. A associação vertical desses elementos, reflete um decréscimo ascendente na profundidade da lâmina d'água e concomitante aumento de energia no ambiente sedimentar. A análise sedimentológica de detalhe aliada ao estudo das variações laterais e verticais de facies, permitiram estabelecer os processos geradores e o modelo deposicional para os tempestitos da Formação Três Marias na região em apreço.

## CARACTERIZAÇÃO DAS LITOFÁCIES

Sete litofacies principais foram caracterizadas:

(1) litofacies Sif - siltito argiloso com interlaminação fina areia/silte; (2) litofacies Swl - siltito com estrutura wavy/linsen; (3) litofacies Sv - siltito violáceo com gretas de contração; (4) litofacies Aco - arenito com laminação cruzada por ondas; (5) litofacies As - arenito com estratificação cruzada sigmoidal; (6) litofacies Ah - arenito com estrutura hummocky (HCS p.p.,  $L = < 1m$ ; HCS g.p.,  $L > 1m$ ); (7) litofacies Aeh - arenito com estratificação horizontal.

Descritivamente, as litofacies podem ser agrupadas com base na litologia e estruturas sedimentares dominantes, as quais refletem as condições hidrodinâmicas (energia) prevalentes no ambiente deposicional à época de sua formação. Assim, dois conjuntos litofaciológicos são considerados. O primeiro, constitui-se de facies heterolíticas (silte-argila/areia), ora apresentando um franco predomínio de sedimentos lamosos, ora exibindo uma distribuição equitativa de intervalos granulométricos distintos (razão lama/areia aproximadamente 1). Esses litotipos (litofacies Sif, Swl e Sv), representam facies geradas sob condições ambientais de mais baixa energia. O segundo conjunto encerra litologias predominantemente arenosas (litofacies Aco, As, Ah e Aeh), cujas estruturas sedimentares indicam, para sua gênese, a atuação de fluxos com intensidades variando de moderadas a

altas. A figura 2 apresenta as principais litofacies caracterizadas, a distribuição relativa silte-argila/areia entre as mesmas e a simbologia empregada nos perfis litofaciológicos.

## ARRANJO SEQÜENCIAL DAS LITOFÁCIES

Os ciclos decimétricos a métricos, com padrão de espessamento e granocrescência ascendentes, apresentam espessuras desde 1 a poucos metros, a ciclos de vários metros (8m-20m). Uma característica marcante desses conjuntos estratiais é o padrão **shallowing upward**, com as facies pelíticas predominando na base e as arenosas no topo dos ciclos.

Dois tipos básicos de seqüências tempestíticas foram caracterizados (tipos I e II). O tipo I (Fig. 3), com espessuras variando de 5m a 20m, inicia na base com siltitos (litofacies Sif) de offshore, recobertos por um intervalo com intercalações centimétricas de arenitos com HCS p.p. ( $L = 0,25 - 0,70m$ ) e siltitos (litofacies Sif e/ou Swl), de grande continuidade lateral e tendência à tabularidade. Por vezes, este intervalo é substituído por tempestitos gradacionais, representados por camadas de arenitos tabulares, apresentando intervalos análogos aos  $T_{b,c,d,e}$  de Bouma. A seqüência culmina com arenitos com HCS g.p. ( $L = 1,2m - 2,0m$ ). O conjunto descrito, é observado nas parasseqüências inferiores da Formação Três Marias e com maior freqüência ao sul da área.

A seqüência tempestítica do tipo II (Fig. 4), apresenta uma estruturação interna menos complexa que a descrita anteriormente e espessuras variando de 1,0m a 20m. Na base dos ciclos predominam litofacies Sif e/ou Swl e no topo, pacotes arenosos representados predominantemente pelas litofacies Ah ( $L = 2,0m$  a  $3,0m$ ), Aco e subordinadamente pela litofacies Aeh. Os intervalos arenosos tempestíticos apresentam grande variabilidade lateral, tanto na espessura como no(s) tipo(s) de litofacies. A posição das mesmas numa sucessão vertical é também muito variável. As camadas individuais portando HCS g.p. apresentam geometria plano-convexa de alguns metros de largura e encontram-se dispostas em um padrão imbricado, segundo uma postura de compensação. As seqüências tempestíticas do tipo II, ocorrem preferencialmente nas parasseqüências intermediárias e superiores da Formação Três Marias. A julgar pela correlação entre os perfis executados na área, as seqüências descritas possuem continuidade



lateral limitada (centenas de metros a alguns quilômetros).

## PROCESSOS DEPOSICIONAIS

### Seqüências Tempestíticas do Tipo I

As intercalações centimétricas de arenitos com HCS p.p. com as litofácies Sif e/ou Swl, refletem uma alimentação periódica de sedimentos por tempestades em ambientes comumente calmos, abaixo do nível normal das ondas, na zona de offshore. Os tempestitos gradacionais do tipo T<sub>b,c,d,e</sub> de Bouma intercalados com a litofácies Sif, formaram-se possivelmente a partir de um crescente enfraquecimento de correntes excepcionalmente densas, induzidas por tempestades, num processo contínuo de deposição por suspensão. O padrão progracional de espessamento e granocrescência ascendentes aliado ao aumento no porte das estruturas hummocky, sugerem deposição em ambientes gradativamente mais rasos e de maior energia, com conseqüente aumento no diâmetro orbital das ondas. Assim, as intercalações de arenitos e siltitos na base dos ciclos, desenvolver-se-iam em lâminas d'água ligeiramente mais profundas em regiões mais distais da plataforma, relativamente aos arenitos com HCS g.p.. As seqüências do tipo I desenvolveram-se em zonas mais afastadas da linha de costa, possivelmente na plataforma interna.

### Seqüências Tempestíticas do Tipo II

Nas seqüências do tipo II predominam siltitos (com ausência de intercalações de HCS p.p.) na base e arenitos com geometria plano-convexa no topo. Internamente as camadas arenosas mostram uma distribuição lateral de facies caracterizada por estruturas hummocky na parte central mais espessa do corpo, passando lateralmente para laminações cruzadas por ondas (litofácies Aco), as quais gradam para siltitos com wavy/linsen. As relações laterais mostram, portanto, mudanças no regime de fluxo oscilatório, concentrando facies arenosas e de maior energia na zona central, com uma rápida deposição da carga de fundo das correntes oscilatórias. Afastando-se do eixo deposicional, a carga mista (areia muito fina, silte e argila), mantida em suspensão pela turbulência do fluxo, depositava-se seletivamente em regiões relativamente mais profundas, gerando facies heterolíticas sob a ação de

correntes de baixa intensidade. As seqüências do tipo II são interpretadas como produtos de sedimentação por correntes de tempestades, possivelmente numa posição mais proximal da plataforma interna ou na transição para o shoreface inferior.

## MODELO DEPOSICIONAL

Considerando-se a feição externa plano-convexa, o padrão de distribuição lateral das fácies, a presença marcante da estrutura hummocky e a descontinuidade lateral das camadas, sugere-se uma possível geometria deposicional lobada para os tempestitos. A arquitetura tridimensional dos corpos corresponderia a um complexo de lobos tempestíticos, no qual a posição dos mesmos no sistema, seria variável no espaço e no tempo, ao longo do mergulho e do strike deposicionais. Assim, mudanças laterais e verticais na espessura e tipos faciológicos entre perfis contíguos, podem também refletir posições proximais, distais e/ou laterais relativas entre os lobos dentro do complexo, ao invés de simples mudanças laterais de facies nos corpos individualmente. O padrão de distribuição espacial exibiria um sistema de lobos coalescentes, com variações internas na distribuição das facies e diferentes valores de espessura. Correntes mais diluídas em desaceleração, gerariam tempestitos nas porções mais distais da plataforma interna (seqüências do tipo I), onde os corpos apresentariam uma maior expressão em área e tendência à tabularidade e adelgaçamento. Nas regiões mais proximais, correntes mais densas desenvolveriam corpos arenosos mais espessos e lateralmente descontínuos (seqüências do tipo II). Portanto as seqüências do tipo I seriam os equivalentes downdip das seqüências do tipo II (Fig. 5).

## BIBLIOGRAFIA

- CHIAVEGATTO, J.R.S., 1992 - Análise Estratigráfica das Seqüências Tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Ouro Preto. Universidade Federal Ouro Preto, 216p.
- CHIAVEGATTO, J.R.S. & GOMES, N.S., 1991 - Formação Três Marias na Porção Meridional da Bacia do São Francisco: um exemplo de plataforma dominada por tempestades. Rev. Esc. de Minas, vol. 44(3,4), (no prelo).

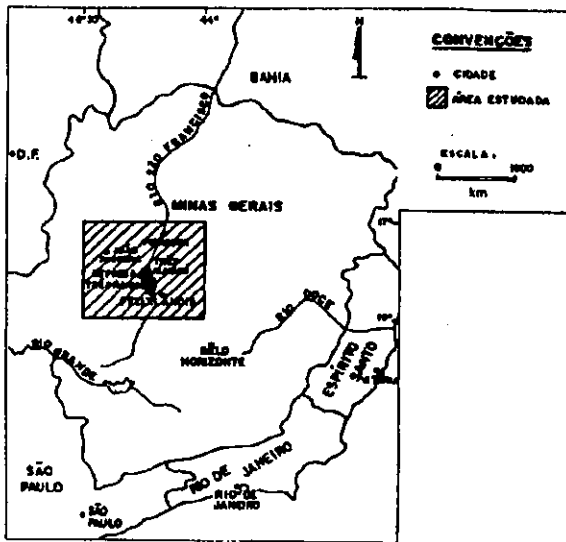


Fig. 1: Mapa de localização da área estudada.

LITOFÁCIES		SIMBOLOGIA	
S1	SILTITOS COM INTERLAMINAÇÃO FINA AREIA / AREIA	LITOFÁCIES	
Sa1	SILTITOS COM ESTRUTURA MARY/LAGEN		
Sv	SILTITOS VOLÁCEOS COM MARCAS DE CONTRAÇÃO		
Acw	ARENITO COM LAMINAÇÕES CRUZADAS POR ONDAS		
As	ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SINODAL		
An	ARENITO COM ESTRUTURA MIMMOCKY		
Ap	ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL		
ApH	ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO HORIZONTAL		

Fig. 2: Principais litofácies caracterizadas na Formação Três Marias.

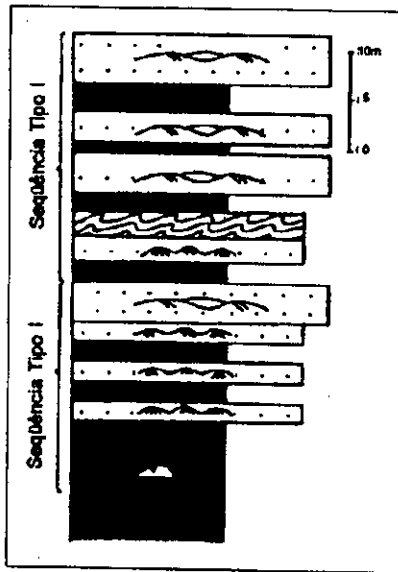


Fig. 3: Seqüência tempestítica do tipo I.

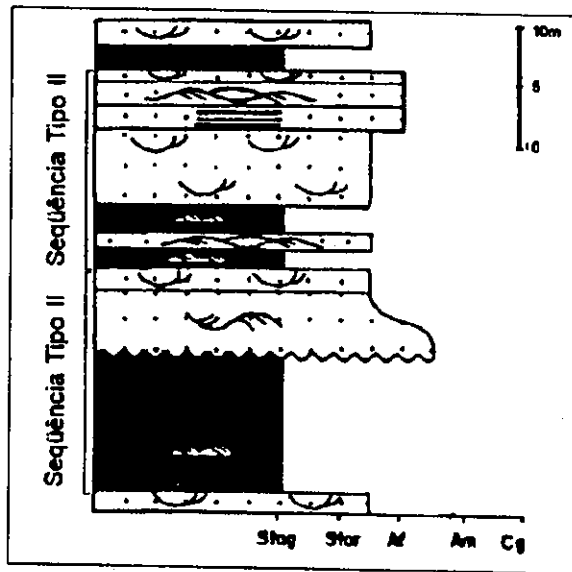


Fig. 4: Seqüências tempestítica do tipo II.

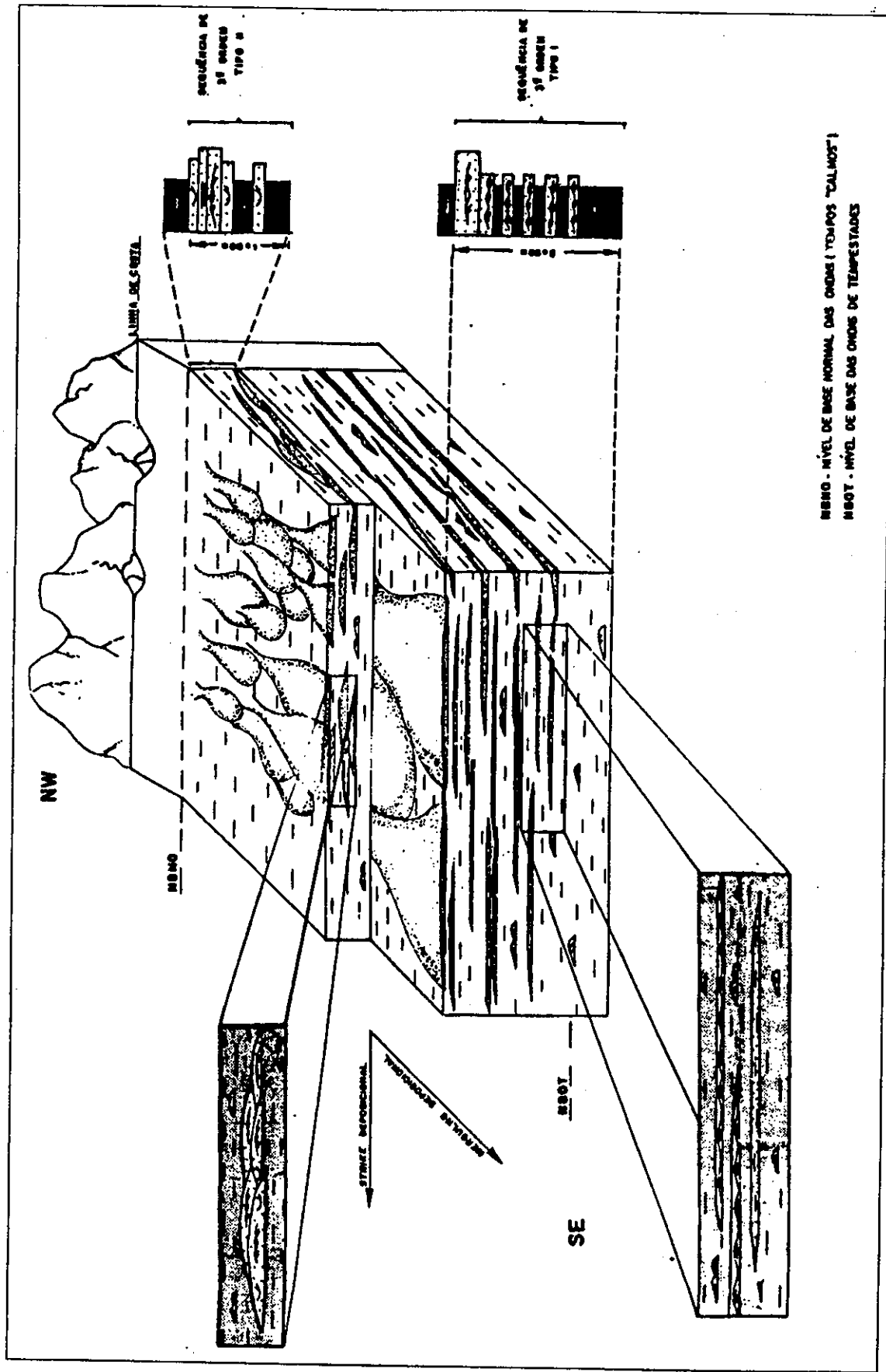


Fig. 5: Modelo deposicional proposto para os tempestitos da Fm. Três Marias.

# FORMAÇÃO BEBEDOURO/MACAÚBAS: MIXTITOS GLACIOGÊNICOS RESSEDIMENTADOS E SEU SIGNIFICADO ESTRATIGRÁFICO FRENTE AOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO SALITRE/GRUPO BAMBUÍ (PROTEROZÓICO SUPERIOR), CHAPADA DIAMANTINA, REGIÃO DE SEABRA - BAHIA

NELSON RAMOS DE MENEZES FILHO - CPRM/SALVADOR

## INTRODUÇÃO

A Formação Bebedouro constitui o mais famoso exemplo de depósitos glaciais/glaciogênicos antigos da Bahia, pertencente ao "Glaciorizonte Africano" do Pré-Cambriano Final, porção Inferior e Superior do Riféano Superior e Vendiano (900-650 Ma). Esta formação mantém identidade litológica com os diversos "tilitos" do Proterozóico Superior ocorrentes no Brasil: Tilito Carandaí, Grupo Macaúbas, Conglomerado Samburá, Tilito Jequitaí e Formação Ibiá em MG; Formação Capitão/Palestina (SE); Formação Jangada (MT); Diamictito Cristalina/Formação Topázio (GO) e Formação Puga (MS). Devido à extensão desses tilitos da "Glaciera Africana" em pelo menos quatro continentes (Américas do Norte e do Sul, África e Austrália), surgiu a hipótese de uma glaciação generalizada, nestes locais, atualmente contestada. Hoje em dia, estima-se que somente 25% desses mixtitos catalogados são realmente tilitos.

Existem inúmeras publicações que se contradizem sobre tilitos (de origem glacial) precambrianos, tilóides (pseudosilitos) de origem não glacial e rochas de aspecto tilitico (de origem desconhecida). Muitas ocorrências antigamente julgadas como glaciais, agora são interpretadas como depósitos de fluxos de lamas ("mud flow").

Durante os trabalhos de campo do Projeto Seabra, do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB executado pelo Convênio CPRM-DNPM (Folha Seabra, SD.24-V-A-I), pesquisamos diversos afloramentos situados ao longo da borda ocidental das serras da Gameleira e Santo Antônio, além de cortes artificiais ao longo da BR-242, e as evidências encontradas nos animaram a uma reavaliação das interpretações vigentes, das relações estratigráficas e espaciais das formações Bebedouro e Salitre (Grupo Una), principalmente no que concerne ao reestudo dos processos físicos e sistemas deposicionais envolvidos, o que resultou no modelo geológico aqui discutido.

A origem glacial da Formação Bebedouro nunca foi seriamente questionada, mas detalhes da sua interpretação paleoambiental necessitam, ao nosso ver, ser reavaliados. A maioria dos diamictitos Bebedouro, tradicionalmente considerados como tilitos glaciais, são aqui interpretados como tilóides

(pseudotilitos) transportados e reassentados por fluxos de detritos e de lama, dentro de uma bacia deposicional marinha, em plataforma terrígena rasa.

## ESTRATIGRAFIA REGIONAL

A Formação Bebedouro é constituída por duas principais associações de litofacies: 1) Associação de Litofacies de Granulação Grosseira compreendendo: a) diamictitos maciços - constituem paraconglomerados maciços, imaturos, desorganizados, suportados pela matriz ("pebbly mudstones") com geometria externa indefinida e limite impreciso dos estratos. O diamictito, quando inalterado, tem cor cinza escura, passando a amarronzada por intemperismo, esfoliação esferoidal típica e muito resistente ao quebraimento mecânico. O arcabouço tem granulometria média a bem grosseira, desorganizado, constituído por grãos e grânulos angulares e subarredondados de quartzo (média de 30%), fragmentos de rochas diversas (média de 65%) e feldspatos (média de 5%). A matriz (20 a 25% da rocha) é uma massa argilosa-sílica carbonática (carbonato+argila/sericita+quartzo+opacos). A rocha em si tem composição litológica de grauvaça lítica (Pettijohn) ou arcósio cimentado por quartzo e argila (Folk) ou litoarenito imaturo com matriz areno argilosa (McBrike).

Os clastos grosseiros estão dispersos aleatoriamente, sem qualquer organização, podendo apresentar concentrações localizadas em adensamentos irregulares desordenados. As dimensões variam de seixos pequenos a calhaus e matações com formatos altamente variáveis, oscilando entre altamente angulares a arredondados e formas geométricas desde subsféricos a oblatas, raramente triangulares.

A composição mineralógica dos megaclastos é bem diversificada predominando seixos e blocos exóticos do embasamento precambriano regional (granitos alcalinos, granitos pórfiros, granitóides, metabasitos, quartzitos micáceos, quartzitos esverdeados, migmatitos, rochas básicas e ultrabásicas, quartzo filonitos, filitos, rochas efusivas intermediárias e ácidas, etc), e em menor proporção rochas sedimentares com metamorfismo incipiente (arcósios, arenitos, pelitos, dolomitos, rochas carbonáticas algumas com feições biossedimentares,

etc). Localmente pode haver concentrações, predomínio ou carência de um ou mais tipos litológicos, assim como variações importantes na composição do material do arcabouço/ matricial; b) diamictitos grosseiramente estratificados - ocorrem de forma subordinada com o desenvolvimento de grosseira estratificação por camadas, geometria tabular muito sutil, e às vezes difícil de ser visualizada se a rocha está fresca. A matriz é mais rica em areia e lama. Ambas, gradações inversa e normal podem ocorrer, mas esta última é mais rara. Em direção ao topo de cada unidade há gradual diminuição percentual dos clastos, em detrimento do material matricial, estratificação plano-paralela mais desenvolvida, imbricação difusa e constituem o capeamento destes intervalos de conglomerados. Localmente estes horizontes são substituídos por espessas massas de arenitos contorcidos notadamente quando a matriz é mais argilosa (deformação plástica). Os contatos dos arenitos, com as camadas de diamictitos sobrepostos, são abruptos embora pareçam ser irregulares devido a penetração dos clastos nas camadas inferiores; c) diamictitos retrabalhados por ondulações truncantes - apresentam geometria externa de prováveis lençóis plano-convexos superpostos, internamente com organização difusa. No topo de cada intervalo, quando predomina o material areno-argiloso matricial (arcoseano), ficam evidentes as feições de ondulações de ondas truncantes encimadas por marcas de ondas de oscilação e estratificação CGR ("coarse grained ripples"); d) diamictitos de fluxos canalizados - têm geometria de lobos canalizados, base côncava erosional, superpostos e imbricados. Estas formas de leitões truncantes são preenchidas, na base, por arenito lítico, cinza claro a cinza escuro, grosseiro a conglomerático (grânulos a seixos grandes de rochas do embasamento precambriano) com transição normal para arenito médio ou lamito no topo de cada seqüência. Uma feição comum é a presença de fragmentos chapados das litologias flanqueantes, concentrados na base dos arenitos, com imbricação difusa ou ausente, ou então dispersos no arcabouço do paraconglomerado. 2) Associação de Litofacies de Granulação Fina constituída por: a) ritmitos laminados com "dropstones" - a feição mais distinta é o arranjo plano-paralelo de lâminas e camadas finas de areia/folhelhos/ silte (não são varves) e eventualmente ocorrem seixos pingados, isolados ou não, ou pequenas concentrações, em níveis centimilimétricos, descontínuos e irregulares, de grãos/grânulos de quartzo e fragmentos de rochas de embasamento regional; b) siltitos lenticulares com ondulações truncantes - o silito tem cor cinza escuro passando a bege quando alterado. As camadas geralmente estão separadas por películas de óxido de ferro ou filmes de pelitos, possuem espessura entre 2 a 20 cm, exibem estratificação/laminação ondulada truncante podendo individualmente apresentar ciclos de tempestitos com laminação plano-paralela, na base, que grada, em direção ao topo, para laminação truncante e esta para ondulação cavalgante; c) ritmitos finamente estratificados - apresentam

geometria externa tabular com arranjo de ciclos incompletos de turbiditos clássicos da seqüência de Bouma (T<sub>cd</sub>, T<sub>de</sub> e T<sub>e</sub>). Localmente a ritmicidade pode desaparecer e prevalece apenas um tipo litológico ou as camadas dos arenitos finos são onduladas ("wavy") e/ou lenticulares ("linsen"), internamente contendo ondulações cavalgantes. Não se constatou a presença de seixos pingados nesta litofacies.

## FORMAÇÃO BEBEDOURO VERSUS FORMAÇÃO SALITRE

A maioria dos autores admite, de forma quase unânime, uma passagem transicional entre as formações salitre (basal) e Bebedouro, do Grupo Una, embora este limite seja controvertido por não haver um consenso na definição de um "marker" que registre esta passagem, em termos de litologias e/ou ambientes sedimentares. Os nossos dados de campo atestam que nem sempre a relação estratigráfica, destas unidades, é verificada e localmente as duas formações estão interdigitadas ou este empilhamento está invertido, ou ainda pode faltar o Conglomerado Bebedouro e a seqüência carbonática da Formação Salitre assenta-se em conformidade sobre o Grupo Chapada Diamantina. Tais particularidades já tinham sido descritas em observações de campo, algumas delas citadas a seguir: Brito Neves (1965) relata que "no vale do riacho Olhos d'Água região de Caatinga Moura (situada imediatamente ao norte da área em estudo), o Calcário Bambuí/Salitre está em posição topográfica e estrutural inferior ao Conglomerado Lages (Bebedouro) e na estrada desta vila para Taquarí, acima do conglomerado citado, volta a aparecer o calcário no seu aspecto siltico roxo". O referido autor relata, mais adiante, que "são freqüentes nesta região seixos e fragmentos do Calcário Bambuí no arcabouço do conglomerado Lages (Bebedouro), o qual possui matriz tão calcifera, que ao intemperizar-se o conglomerado produz solo semelhante ao proveniente do Bambuí". Na região de Lages do Batata (situada a NE da área em estudo) e Seabra, Montes (1975) cita a abundância de seixos angulares ou não de calcários e dolomitos, da Formação Salitre, dentro do Conglomerado Salobro/Bebedouro. Mais recentemente Guimarães Torres (1990) demarcou a base da Formação Salitre ao nível do primeiro banco de dolomito e, mais ainda, posicionou ao topo da Formação Bebedouro um pacote de aproximadamente 60,0 metros de rochas carbonáticas (da base para o topo): calcirruditos, calcarenitos, margens, calcilutitos, laminitos algais e dololutitos. Na estrada entre Andaraí e fazenda Santa Rita, a matriz dos diamictitos maciços é constituída por oolitos silicificados (40%), quartzo areia fina (50%), angulares e illita/sericita (10%). Brito Neves (comunicação verbal, 1993) reafirma que este interdigitamento, de diamictitos e rochas carbonáticas, está bem documentado no perfil gráfico sedimentar do poço para água subterrânea perfurado na vila de Caatinga Moura, (CONESP).

Estas transições faciológicas e identidades morfoestruturais geram, às vezes, incertezas quanto à correspondência no tempo entre os sedimentos argilocarbonáticos de Formação Salitre e os sedimentos detríticos glaciogênicos da Formação Bebedouro. Por efeito de intemperismo químico, principalmente por lixiviação da matriz/cimento carbonático, resulta numa aparente semelhança litológica em nível de afloramentos. Somam-se, a este fato, o paralelismo estrutural, e feições tectônicas dissimiladoras que, isoladas ou em conjunto, produzem uma identidade litomorfológica entre tais litofácies/fácies sendo, na maioria das vezes, impossível a identificação, mesmo em fotografias aéreas, de uma ou outra unidade na falta de qualquer feição glaciogênica da Formação Bebedouro.

### TENTATIVA DE UM MODELO PALEOGRÁFICO E TECTONO-SEDIMENTAR

Uma das particularidades dessas seqüências sedimentares do Proterozóico Superior, em todo o mundo, é a íntima associação dos mixtitos, de presumível origem glacial, com indicadores paleoclimáticos de clima quente (calcários dolomíticos e dolomitas de granulação fina), além de indicações indiretas de atividades tectônica, que são parte utilizadas para explicar a gênese dos mixtitos glaciogênicos. Os processos de dolomitização são indicativos de condições ambientais quentes nos sítios posicionais, enquanto os mixtitos, por si só, não são indicadores paleoclimáticos. Diante deste impasse, um aparente paradoxo, é admitida a seguinte hipótese (Shermerhorn, 1983): diferenciações tectônicas moderadas nas áreas positivas (áreas fontes arqueadas) favoreceram condições adequadas para glaciação nos terrenos alçados. A escassez de vulcanismo e a extensa deposição de carbonatos do Proterozóico Superior teria resultado na depleção de CO<sub>2</sub> atmosférico, e em consequência, conduzindo a uma atmosfera mais fina e uma linha de neve mais baixa. No caso da Formação Bebedouro, interpretamos que os depósitos glaciais formados nestas condições foram posteriormente transportados por fluxos de detritos e de lama para uma bacia estruturada nas proximidades (estreita plataforma marinha rasa, glaciamente influenciada). Tais sedimentos grosseiros, carregados em lobos canalizados ou não, foram ressedimentados em forma de seqüências de diamictitos finos. Línguas/lençóis de geleiras esporadicamente alcançaram os limites da plataforma marinha com a liberação de pequenos blocos de gelo flutuantes. As unidades arenosas refletem assentamento por processos de fluxos gravitacionais com alta viscosidade de prováveis fluxos fluidizados/liquefeitos e fluxos de grãos. As litofácies de granulação fina representam depósitos de turbiditos diluídos, numa posição distal relativa à frente dos sedimentos da associação dos diamictitos, além do limite de transporte dos mesmos. Os siltitos amalgamados são depósitos de "shoreface" em plataforma marinha com tempestades.

A procedência dos seixos de rochas carbonáticas, similares àquelas da Formação Salitre, nos diamictitos, não está totalmente esclarecida. Especula-se uma sedimentação carbonática na região continental estabilizada, que precedeu o início do aporte dos sedimentos glaciogênicos, sendo posteriormente, em parte, erodida e incorporada aos mixtitos pelas correntes de fluxos de detritos, despejadas dos terrenos alçados. Não descartamos a possibilidade de que parte destes fragmentos de rochas carbonáticas e de bioconstruções estromatolíticas, procedam do topo da Formação Caboclo (Grupo Chapada Diamantina, Proterozóico Médio). Processos de ondas e tempestades periódicas remodelaram em parte os sedimentos glaciogênicos da Formação Bebedouro.

### CONCLUSÕES FINAIS

Embora o autor tenha pesquisado criteriosamente, não se comprovou a existência de feições sedimentares e/ou tectônicas preservadas, conclusivas que atestem os mixtitos/diamictitos Bebedouro serem tilitos assentados diretamente por geleiras, quer temperadas de base húmida ou geleiras polares ou ainda por qualquer outro tipo de geleira mista. Não constatamos também a existência de varvitos, assim como não identificamos a presença de sedimentos de contatos de gelo (que envolve transportes por correntes tracionais). A presença de glaciomarinitos ou de qualquer outro depósito tipo "glaciomarine drift" é inferida pela litofácies dos pelitos finamente laminados com "dropstones". Devido a escassez e reduzida dimensão desses horizontes glacioclásticos, especula-se que foi inexpressiva a participação de gelos flutuantes no processo de transportes de sedimentos. Não descartamos, no entanto a possibilidade de que eventuais horizontes de "dropstones" (seixos a matações) possam estar presentes nas litofácies dos diamictitos, mas neste caso, não podem ser discriminados dos demais clastos, nestas rochas.

No atual estágio da pesquisa, não comprovamos portanto os registros preservados que indicassem a existência pretérita dos vastos lençóis de gelo, requeridos por alguns autores, para produzirem as seqüências dos supostos tilitos e/ou aquatilitos da Formação Bebedouro. É totalmente duvidoso que tais capas de gelo continentais tivessem surgido e desaparecido tão repentinamente sem deixar qualquer registro geológico preservado dos ciclos de avanços e retrações e que, também após esta "glaciação", de repente, fossem restabelecidas as condições de clima quente (vigentes desde a época da sedimentação do Grupo Chapada Diamantina), exigidas para a sedimentação dos carbonatos da Formação Salitre, como demonstrado pelos mixtitos do Bebedouro que são abruptamente recobertos por espessas seqüências de rochas carbonáticas isentas de seixos pingados, ou de qualquer outro indicador de clima frio.

**BIBLIOGRAFIA CITADA**

- BRITO NEVES, B.B., de Geologia e hidrogeologia do calcário Bambuí na região central da Bahia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1965 a, 29p. (Avulso, 40).
- GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J. 1990. Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Utinga). In: GUIMARÃES, J.T. & PEDREIRA, A.J., orgs. - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Utinga (Folha SD.24-V-A-II) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília, DNPM/CPRM p. 19-92.
- MONTES, A.S.L. O Contexto Estratigráfico e Sedimentológico da Formação Bebedouro na Bahia: Um possível Portador de Diamantes. (tese de mestrado-UnB-IE - Dep. Geociências, 1977). Brasília, 1977. 100p.
- SCHERMERHORN, L.J.G. Late Proterozoic Glaciation in the Light of CO<sub>2</sub> Depletion in the Atmosphere. In: MEDARIS JR, L.G.; BYERŠ, C.W.; MICKELSON, D.M.; SHANKS, W.C. eds. Proterozoic Geology: Selected Paper from an International Proterozoic Symposium. Boulder, G.S.A., 1983. (Geol. Soc. America Mem. 161, p. 309-315).

## FORMAÇÃO CAPELINHA : UMA NOVA ENTIDADE LITOESTRATIGRÁFICA DO GRUPO MACAÚBAS SUPERIOR

**J.H. Grossi Sad** - GEOSOL/UFMG

**E. Motta** - Atualmente na Min. São Bento

**F. Baars** - Atualmente na DOCEGEO

A Formação Capelinha foi definida, informalmente, pelos autores em trabalho inédito realizado para a ACESITA - Aços Especiais Itabira S/A. Uma breve descrição da mesma será feita a seguir, comentando-se que esta entidade recobre os xistos da Formação Salinas nas Folhas Capelinha e Malacacheta (1:100.000). O trabalho citado foi realizado durante o 1º semestre de 1991.

Nessa formação predominam rochas quartzíticas; como existem perturbações estruturais que complicam o arranjo estratigráfico, seria necessário cartografar com detalhe muito maior a unidade, usando como horizontes de referência, o aparecimento de xisto grafitoso e de rocha metabásica.

A formação é caracterizada em sua parte inferior (a menos da supressão de sua porção basal por efeito de falhamento) por alternâncias xisto-quartzito impuro, que a uma certa distância da base contém um horizonte de xisto grafitoso. Quando cessam as alternâncias, sucede-se, para o topo, um pacote de quartzito puro, que totaliza, aparentemente, cerca de 50% do perfil. Na base desse membro quartzítico ocorrem metabasitos.

### MEMBRO INFERIOR

Caracterizado por pacote relativamente espesso de quartzito, com rápidas alternâncias para rocha xistosa (moscovita-biotita-plagioclásio-quartzito xisto ou biotita-moscovita-plagioclásio-quartzito xisto, ambos granatíferos). O material quartzítico tem coloração clara (rosada a amarelada), granulação fina a grosseira, mostra-se bem recristalizado e é aleitado em bancos de até 20 centímetros de espessura (em geral, entre 5 e 10 cm), onde ocorrem lâminas ricas em feldspato caolinizado ou ricas em mica grosseira. O quartzito é branco, usualmente, e pode aparecer manchado por óxidos de ferro. Em algumas exposições aparecem só os leitos acima descritos, em outras a característica é a alternância de leitos quartzosos com leitos micáceos, de espessura variável, desde alguns centímetros a poucos decímetros. Nessa situação, em geral, os leitos quartzosos são constituídos por cristais de quartzito muito grosseiros, enquanto os leitos micáceos (xistosos), por material fino. Vez por outra notam-se leitos xistosos de granulação mais grosseira, onde grãos decompostos de feldspato, misturados com quartzito, atingem até 0,5 cm de diâmetro e se

mostram imersos em matriz xistosa de granulação fina.

A estratificação dos níveis quartzíticos é marcada pela presença de filmes sericítico-moscovíticos e por leitos e lâminas quartzosas de granulação variável (entre 1 e 3 mm). Leitos e lâminas variam de espessura, por causa da forte deformação imposta ao pacote.

Veios de quartzito, lenticularizados, são muito frequentes, especialmente na proximidade do contato com a Formação Salinas. São estirados e espessam-se e adelgaçam-se no plano da xistosidade, usualmente coincidente com a estratificação.

Os níveis xistosos variam de granulação e têm coloração verde acinzentada, quando frescos e variegada (amarelo-roxo-rosa), quando decompostos, o que usualmente é a regra. Exibem aleitamento milimétrico a centimétrico em espessura, definido por alternâncias de coloração (mais clara e mais escura); as lâminas claras são mais ricas em quartzito e plagioclásio, as mais escuras, em biotita. As palhetas de biotita e moscovita mostram-se bem desenvolvidas, enquanto o quartzito e plagioclásio das lâminas claras mostram-se mais grosseiros que aqueles das lâminas mais escuras. Os estratos podem ter aspecto lenticular.

A granada distribui-se igualmente pelas lâminas mais claras e mais escuras, o mesmo acontecendo com a estaurolita e cianita, quando presentes. Comportam-se como porfiroblastos.

Transições quartzito-micaxisto podem ser observadas, pela diminuição do conteúdo de quartzito e aumento do conteúdo de plagioclásio e biotita.

Localmente, em direção ao topo do membro, a rocha xistosa possui uma concentração de escaminhas de grafita, caracterizando alternâncias de biotita-moscovita xisto e grafita xisto. Os níveis grafitosos têm granulação fina, coloração acinzentada e sua espessura varia de milímetros a centímetros. Localmente, grandes cristais de cianita prismática, azulada, desenvolvem-se nos grafitos xistos. No mapa geológico foram assinalados locais onde os grafitos xistos são mais persistentes em direção.

Usualmente não são encontrados exposições de rocha fresca no Membro Inferior e isso talvez explique a não caracterização de rochas calciosilicáticas no mesmo, a não ser a partir de materiais decompostos ocorrendo em níveis de coloração amarelada, intercalados com níveis de



coloração arroxeada (cor usual de decomposição dos micaxistos). Em outras situações, tem-se rocha decomposta esverdeada, constituída por níveis de granulação mais grosseira e mais fina. Os níveis mais grosseiros têm aspecto noduloso e podem corresponder a rocha calciossilicática.

Os quartzitos são fortemente fraturados segundo juntas de espaçamento muito curto, o que confere arranjo de partição em blocos paralelepípedicos, de tamanho variado, desde pequeno a grande.

A xistosidade (melhor observada nos xistos) é geralmente anastomosada e é definida por arranjo planar preferido de minerais micáceos envolvendo grânulos quartzo-feldspáticos ou porfiroblastos de granada. Mostra-se perturbada nas proximidades do contato com a Formação Salinas. Uma segunda xistosidade (clivagem ardosiana) é observada.

As alternâncias xisto grafitoso-mica xisto e quartzito-mica xisto podem ter contatos rompidos e movimentados por empurrão, segundo superfícies curvilíneas.

Na porção sudeste da Folha Capelinha, ocorrem bolsões pegmatóides nos micaxistos, que localmente são muito ricos em moscovita, possivelmente por causa de efeitos metassomáticos ligados ao aparecimento desses bolsões. Os xistos ganham livros de moscovita (centimétricos em espessura), com placas de dimensão superior a 10 cm.

Na estação de captação de água de Capelinha, a rocha xistosa decomposta contém "lascas" gnáissicas, de forma lenticular, em claro contato tectônico. O xisto intercalado ao material quartzo-feldspático contém lâminas e leitos de quartzo recristalizado. Junto do contato, o xisto tem coloração ocre sugerindo processo de carbonatação. As lascas quartzo-feldspáticas têm granulação fina e a rocha é pobre em máficos e contém lâminas de material decomposto de cor ocre, além de ser manchada por máculas oxidadas.

Em certas porções do Membro Inferior, os xistos mesmo decompostos, têm aspecto filonitizado, em virtude da extrema finura dos constituintes.

Nas cabeceiras do Córrego Juvenata, como por exemplo na estação CP-0/5-49 (8.045.200N 764.850E), ocorrem camadas de xisto grafitoso, com cerca de 70 cm de espessura, intercaladas em biotita-moscovita xisto. No contato xisto grafitoso-xisto pelítico, desenvolvem-se cristais prismáticos de cianita, com até 5 cm de eixo maior, não orientados.

Uma exposição de biotita-moscovita xisto granatífero, ao sul da rodovia MG-214, em um pequeno afluente da margem direita do Rio Itamarandiba (Estação CP-K5-26 - 8.047.500N/750.450E), contém intercalações de bancos quartzíticos, decimétricos em espessura; o material quartzítico é manchado de preto, por causa da presença de poeira de grafita e, além disso, contém grãos mais ou menos oxidados de óxido de ferro. A rocha é estratificada e tem aspecto bandado, uma vez que a grafita e óxido de ferro ocorrem em bandas alternadas com bandas puras, com quartzo. Essa rocha ocorre muito próxima de uma camada de xisto

grafitoso, que aparece representada no mapa geológico.

Quando se examina o arranjo das litologias da Formação Capelinha, ao longo dos afluentes da margem direita do Rio Itamarandiba (por exemplo, Ribeirão Montes Claros), observamos que na parte mais superior do Membro Inferior, desenvolvem-se xistos particularmente enriquecidos em plagioclásio (metagrauvascas), que são antigas grauvascas. Essas rochas intercalam-se com xistos grauvaquianos.

Em geral, as metagrauvascas têm estratificação bem preservada, marcada por alternâncias de composição variada (níveis mais ricos e menos ricos em biotita e moscovita), combinada com variação granulométrica. São rochas cinzento claras, ricas em quartzo e plagioclásio, com granulação fina a média, e nas quais a distribuição das micas se dá de modo homogêneo, exceto onde se observam filmes micáceos que marcam a xistosidade. Os grãos de quartzo são finos e os de plagioclásio podem atingir mais de 5 mm. Usualmente o plagioclásio mostra-se um tanto decomposto. É o constituinte principal, sempre predominando sobre o quartzo. A proporção de biotita é muito variável e a moscovita pode faltar. Granada é pouco comum, o mesmo acontecendo com o opaco. Uma característica marcante das metagrauvascas é o mal desenvolvimento da xistosidade.

## MEMBRO SUPERIOR

A Formação Capelinha encerra-se com pacote relativamente espesso (mais de 100m) de quartzito de coloração muito clara, "puro", de granulação correspondendo a areia média a fina. Não foram observados níveis conglomeráticos associados aos quartzitos. A maior parte dos mesmos é bem estratificada, possuindo aleitamento fino. A estratificação é plano-paralela ou cruzada, com cunhas pequenas, assintéticas na base e truncadas no topo. Mineralogicamente, compreendem rochas quase inteiramente formadas por quartzo, com alguma moscovita (nem sempre presente) e magnetita marcando os planos de estratificação. Certos níveis mostram-se recristalizados, oportunidade na qual os grãos de quartzo atingem até 3 mm. Em algumas estações observou-se feldspato caolinizado marcando estratos mais impuros.

Veios lenticulares de quartzo, adelgaçados e espessados, estão presentes, ocupando os planos de estratificação do quartzito, que tem a foliação concordante. Outros veios podem ser discordantes.

Na junção de um córrego sem nome e o Córrego Areão, próximo a Fazenda Dona Juvenata (Estação CP-0/6-40: 8.043.650N/765.050E), uma pequena exposição de quartzito friável, de granulação fina a média, mostra níveis milimétricos a centimétricos de quartzito ferruginoso. Não foi possível obter preparação microscópica do material, mas uma análise química foi realizada. A análise indica que o atual mineral de ferro é hematita ou martita, totalizando cerca de 36%, em peso.

Ao microscópio, verifica-se que os quartzitos têm textura granoblástica inequigranular, com talhe de

grão variando de 0,3 a 1 mm, sendo raros os grãos com mais de 1 mm. O quartzo dessas rochas é xenoblástico, com contornos irregulares e, mais raramente, é poligonizado. A extinção ondulante é muito discreta. Por vezes, o quartzo mostra-se (em parte) achatado e alongado e nesse caso os grãos exibem extinção ondulante forte. A moscovita-sericita pode se dispor segundo a xistosidade ou pode ser intergranular (como a magnetita). Aparece, algumas vezes, inclusa no quartzo. Em uma preparação foram observados grãos intergranulares de plagioclásio alterado e de microclina, em pequenos cristais xenoblásticos. Ambos ocorrem, também, inclusos no quartzo.

Os quartzitos têm entre 95 e 99% de quartzo, magnetita entre 1 e 2% e moscovita-sericita ausente ou constituindo até 2%, o mesmo acontecendo com a biotita, via de regra ausente.

Os acessórios, pouco comuns nos quartzitos (exceto a magnetita) incluem zircão, epidoto e titanita.

### DISTRIBUIÇÃO E RELAÇÕES DE CONTATO

Três massas isoladas de rochas da Formação Capelinha estão presentes nas folhas Capelinha e Malacacheta. A primeira delas suporta a chapada atravessada pela rodovia BR-451 e é constituída exclusivamente por quartzito puro horizontalizado (talvez mais apropriadamente chamado metarenito), com espessura estimada superior a 50 metros e que se estende por cerca de 10 km no sentido N20W. Sua largura é inferior a 3 km, uma vez que nas cabeceiras do Ribeirão São João (leste da rodovia) não aflora quartzito.

A segunda massa de rochas Capelinha é encontrada nas cabeceiras do Rio Itacarambi (canto inferior esquerdo da folha Capelinha). Tem forma ovalada e ultrapassa os limites desta folha, penetrando discretamente nas folhas Carbonita, Rio Vermelho e São Sebastião do Maranhão. Sua largura máxima é de 11 km (entre a foz do Córrego dos Macacos e o Córrego Grão Pará), para uma extensão mínima de 16 km. As exposições rochosas são ruins, por causa da cobertura de solos das chapadas que restam entre os talwegues dos cursos d'água. Essa massa posiciona-se entre rochas da Formação Salinas e do Grupo Guanhões (Formação Serra Negra). Os mergulhos são baixos e a espessura é superior a 200 metros. Na parte basal é constituída por alternâncias micaxisto-quartzito e apenas as partes mais elevadas contêm quartzito puro. o contato com as rochas Guanhões é fortemente tectonizado.

A terceira massa e a maior delas distribui-se entre São Caetano e Capelinha. Tem extensão superior a 30 km (ultrapassa o limite oriental da Folha Capelinha, penetrando a Folha Malacacheta) e largura de cerca de 12 a 15 km, conformando zona montanhosa. É capeada, em parte, por solos típicos de chapada. O contato oeste-sudoeste-sul com a Formação Salinas é falhado de modo reverso. A norte não se observou o contato, por causa da cobertura de solos de chapada e

quando não existem os solos, tem-se talus de blocos de quartzo encobrindo o mesmo.

Um espécime de xisto grauvaquiano proveniente da estação CP-1/6-47A: 8.043.550N/754.700E (Membro Inferior) levado ao microscópio, mostrou textura granolepidoblástica e granulação média. Contém porfiroblastos de granada; porfiroblastos de cianita foram observados.

A xistosidade é definida pelo arranjo planar preferencial das micas e pode se mostrar anastomosada. O acamamento é marcado por alternâncias de bandas mais micáceas com bandas quartzo-feldspáticas pobres em micas. Uma segunda foliação (de crenulação) foi observada. Os porfiroblastos de granada fletem a xistosidade ou podem truncá-la. São tardios ou posteriores à fase principal de deformação.

O quartzo do xisto é xenoblástico, com contornos irregulares ou mais ou menos regulares. Pode-se mostrar alongado e em certas partes da preparação, observam-se grãos poligonizados, com contato triplo. Ocorre ainda como inclusões nos porfiroblastos de granada e escamas de biotita. Sua dimensão varia de 0,1 a 1,4 mm.

O plagioclásio tem composição correspondendo a oligoclásio. Apresenta-se em cristais xenoblásticos, de contorno irregular e com granulometria inferior à do quartzo. Os menores cristais são sempre fraturados e sericitizados, os maiores são discretamente sericitizados ou límpidos e mostram geminação incipiente.

A biotita apresenta-se em placas prismáticas alongadas, e tem pleocroísmo X = amarelo claro, Y = Z = marrom avermelhado. Contém inclusões de zircão com halo pleocróico. As placas têm eixo maior variando de 0,4 a 0,8 mm. Dispõe-se segundo a xistosidade. Uma segunda geração de biotita, mostra cristais de largura quase igual ao comprimento. São transversais à xistosidade e subparalelos entre si.

A moscovita ocorre intimamente associada à biotita e seus cristais são finos e compridos ou curtos e agrupados.

A clorita substitui biotita e granada, e moscovita pode substituir biotita e cianita.

A granada aparece em porfiroblastos arredondados, xenoblásticos ou idioblásticos e contém linhas de inclusões de quartzo divergentes da xistosidade. Em alguns casos, a organização das linhas indica rotação do cristal durante a blastese. Os porfiroblastos mostram-se um tanto achatados no plano da xistosidade, o que indica continuação do stress após o crescimento.

A cianita ocorre em cristais xenoblásticos ou hipidioblásticos ou, ainda, esqueletiformes. A cianita pode ou não conter inclusões de quartzo, sempre se mostra associada à granada é concordante ou trunca a xistosidade.

O espécime descrito é classificável como xisto grauvaquiano e contém 31% quartzo, 28% plagioclásio, 15% biotita, 20% moscovita, 5% granada, 1% cianita, e traços de magnetita, apatita, zircão e turmalina. Com base apenas na composição mineralógica, a rocha deveria ser classificada como

metagrauvaca xistosa, porém sua análise química indica  $K_2O > Na_2O$ ).

Um espécime de quartzito manchado com material grafitoso e discretamente ferruginoso, de local já mencionado anteriormente (afluente sem nome, margem direita do Rio Itamarandiba, Estação CP-K/5-26) exhibe 85% quartzo, 10% opacos e 5% biotita. Tem textura granoblástica e granulação fina a média, onde a maioria dos grãos tem eixo maior com até 0,2 mm e o restante, maior que essa dimensão, atingindo alguns deles tamanho maior que 1,5 mm. O quartzo da rocha é xenoblástico e, mais raramente, alongado ou, ainda, forma mosaicos com função tripla. Sua extinção ondulante é discreta. A biotita ocorre em finas escamas e altera-se para clorita. Os opacos ocupam espaços entre os cristais ou formam agregados alongados.

Quatro espécimes de metagrauvas *sensu lato* vêm descritos de modo breve, a seguir.

O espécime CP-L/4-30D (8.051.200N/752.650E) tem textura granoblástica, granulação fina a média, e mostra-se incipientemente poligonizado. Contém cristais mais desenvolvidos de quartzo e plagioclásio (albita-oligoclásio). Esses minerais são discretamente alongados, enquanto a biotita tem orientação muito discreta. Em certos casos o arranjo lembra lenticulas quartzo-feldspáticas parcialmente limitadas pela mica.

O espécime CP-L/4-32C (8.049.550N/752.150E) tem textura granoblástica, com grãos de quartzo e plagioclásio oligoclásio, com talhe médio de 0,2 mm. Os cristais menores são limitados por faces retas e os maiores, por faces irregulares. A biotita e a moscovita formam agregados mais ou menos contínuos que serparam grosseiramente lâminas quartzo-plagioclásticas, que contêm biotita cruzada ou intergranular e moscovita.

O espécime CP-N/7-13A (8.038.550N/761.050E) exhibe porções com textura granoblástica e porções com textura granolepidoblástica. Nestas últimas, a biotita forma filmes quase contínuos, com agregados de placas longas e interdigitados ou, então, contornando a moscovita. Porções quartzo-

feldspáticas mais grosseiras associam-se às faixas micáceas. O plagioclásio é albitico.

O espécime CP-L/4-30A (8.051.200N/752.650E) tem textura granoblástica poligonizada, com contatos triplos comuns, entre o quartzo e o feldspato. O plagioclásio é albita-oligoclásio ( $Ab_{33}$ ). É o principal constituinte da rocha. A biotita, pouco comum, aparece pintalgando a mesma.

O quartzo, nos espécimes mencionados é poligonizado ou xenoblástico ou, ainda, pode ocorrer como inclusões globulares no plagioclásio. O plagioclásio exhibe-se em grãos poligonizados (em especial, na amostra 30D) e xenoblásticos. Geminação segundo a lei da Albita é observada nas amostras 30D e 32C. Invariavelmente mostra-se sericitizado em grau variável. Pode ocorrer incluso no quartzo e na granada.

A biotita ( $X$  = amarelo claro,  $Y = Z$  = marrom avermelhado) contém inclusões de zircão, com halo pleocróico. A granada aparece em cristais esqueletiformes fraturados, em uma preparação (13A). Nas amostras 30D e 32C ocorre em pequenos cristais isentos de inclusões.

Conforme se depreende das descrições acima, as metagrauvas são pobres em moscovita ou não a contêm e em granada, quando comparadas com outras rochas grauvaquianas da sequência. Por outro lado, são mal foliadas e muito ricas em plagioclásio, com esse mineral predominando totalmente sobre o quartzo.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Geol. Sebastião Fiumari da Cia. Aços Especiais Itabira - ACESITA a autorização para utilização dos dados aqui reproduzidos, possibilitando desta forma a difusão de conhecimento científico gerado a partir do cumprimento de contrato de prestação de serviços entre esta empresa e a Geosol - Geologia e Sondagens LTDA.

## O POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO DOS QUARTZITOS DA SERRA DO CARAÇA

**LUIZ CLÁUDIO RIBEIRO-RODRIGUES** INSTITUT FÜR MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENLEHRE, RWTH-AACHEN, ALEMANHA. BOLSISTA CONVÊNIO DAAD/CAPES.

**FARID CHEMALE JR.** UNISINOS

**HARDY JOST** UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

### INTRODUÇÃO

As rochas quartzíticas da serra do Caraça foram alvo de levantamento geológico sistemático (Ribeiro-Rodrigues & Chemale Jr., 1991; Ribeiro-Rodrigues et al., 1992) e a descrição das relações de contato com suas encaixantes permitiu o entendimento do seu posicionamento estratigráfico (Ribeiro-Rodrigues, 1992).

Este trabalho apresenta uma descrição das relações de contato destas rochas, aqui denominadas de Unidades da Serra do Caraça (USC), comparando com trabalhos anteriores e discute as implicações para a estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero (QF) face aos novos dados.

### DIFICULDADES DE CORRELAÇÃO

As rochas supracrustais do QF contêm vários conjuntos de quartzitos com características petrográficas mesoscópicas e aspecto de campo bastante similares. As semelhanças entre os diversos níveis de quartzitos foram responsáveis por inúmeras polêmicas, desde os primeiros trabalhos científicos na região. Os aspectos mais polêmicos residem principalmente nas diferentes concepções quanto à posição estratigráfica das diversas unidades com quartzitos, na correlação entre as diferentes camadas de quartzitos e entre as diferentes unidades estratigráficas onde estes ocorrem.

E provável que grande parte dos aspectos polêmicos reside no fato de a deformação das rochas do QF ser ao mesmo tempo intensa e heterogênea, complicando as correlações estratigráficas. A dificuldade de correlação entre diversos segmentos de uma mesma unidade estratigráfica cresce na medida em que a deformação descaracteriza esta unidade por destruição da continuidade física e de suas estruturas primárias, e provoca espessamentos, adelgaçamentos, repetições ou supressões de camadas.

### PROPOSTAS DE POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO

A coluna estratigráfica proposta por Dorr (1969) admite seis unidades de quartzitos, a saber: Quartzitos Maquiné (Grupo Maquiné), Cambotas (Grupo Tamanduá), Moeda (Grupo Caraça), Cercadinho e Tabões (Grupo Piracicaba) e Itacolomi (Supergrupo Itacolomi). Os quartzitos da Serra do Caraça, objetos do presente estudo foram correlacionados aos Quartzitos Cambotas, Moeda e Itacolomi e também aos Quartzitos do Supergrupo Espinhaço. Estes dados estão sintetizados em Ribeiro-Rodrigues (1992).

Empilhamento estratigráfico para as Unidades da Serra do Caraça foi proposto por Simmons & Maxwell (1961) (Tabela I) e Rosseto et al., (1984)(Tabela II).

TABELA I - SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA PARA A SERRA DO CARAÇA, PROPOSTA POR SIMMONS & MAXWELL (1961).

UNIDADE	ESPESSURA (m)	LITOLOGIA
4	100	quartzito de granulação grosseira
3	580	quartzito sericítico de granulação grossa
2	70	quartzito sericítico de granulação fina
1	40	conglomerado e quartzito de granulação grosseira

TABELA II - FACIOLOGIA DAS UNIDADES DA SERRA DO CARAÇA NOS ARREDORES DO COLÉGIO DO CARAÇA . SEGUNDO ROSSETO ET AL. (1987)

ASSOCIAÇÃO DE LITOFACIES:	LITOFACIES: PREDOMINANTE	LITOFACIES: SUBORDINADA
mA2 ou mcm3 *	mAca, mAcp	mP, mAcr
mA/mP ou mcm2*	mAca, mP	mAcr
mA1 ou mcm1 *	mAca, mAcp	mAcp, mAcr

\* -mcm1, mcm2 e mcm3 , segundo Ribeiro-Rodrigues (1992)

#### LITOFACIES:

(1) mAca - metarenito fino a grosseiro, às vezes com grânulos, apresentando estratificação cruzada acanalada, resultante da geração e migração de megariipples de cristas sinuosas;

(2) mAcp - metarenito fino a grosseiro, às vezes com grânulos, apresentando estratificação cruzada tabular planar, resultante da geração e migração de barras transversais;

(3) mAcp - metarenito fino a médio, apresentando estratificação cruzada planar de alto ângulo, resultante da geração e migração de dunas;

(4) mAcr - metarenito fino a médio, apresentando estratificação cruzada tabular de pequeno porte, com espessura dos estratos inferior a 5 cm, resultante da geração e migração de pequenas ripples;

(5) mP -metapelitos em lentes e camadas resultantes da deposição de detritos de cargas em suspensão e formação de depósitos de transbordamento.

#### RELAÇÕES DE CONTATO DAS UNIDADES DA SERRA DO CARAÇA (USC)

A compilação e integração de dados dos diversos mapeamentos realizados em escala de detalhe na região da Serra do Caraça, propiciaram o entendimento das relações de contato das USC.

As relações de contato das USC serão abordadas segundo 4 domínios lito-estruturais, denominados NORTE, SUL, LESTE, OESTE e estabelecidas de acordo com posicionamento geográfico e características litológicas e deformacionais (Figura).

Apenas duas porções encontram-se obscuras. A junção do Domínios Norte e Leste e do Domínio Sul com o Domínio Oeste.

##### Domínio Leste

Segundo Maxwell (1972) e Dorr (1969) o Grupo Tamanduá (USC) estaria em contato com uma sequência de xistos verdes de idade incerta (hoje Grupo Quebra Osso), contato este definido como tectônico, por falha de empurrão passando a uma falha de movimento indefinido.

Os dados de campo e a integração dos trabalhos disponíveis, mostram mudanças significativas em relação aos trabalhos de Maxwell (1972) e Dorr (1969).

Os contatos das USC são tectônicos (Figura), por falhas inversas, com os Grupos Nova Lima e Quebra Osso, com mergulhos variando de 55° a subvertical, desde o norte do Domínio até à Mina de São Luís. Daí até o Domínio Sul o contato é com a Formação Batatal, igualmente por falha de empurrão com mergulho entre 30° e 45°. Este contato é, no Morro

da Mina, um contato original tectonizado, isto é, um contato afetado pela deformação, mas que ainda

preserva feições primárias, como natureza gradacional do contato entre a Formação Batatal e as USC.

##### Domínio Sul

Maxwell (1972) cartografou o contato entre a Formação Cambotas (USC) e o Grupo Tamanduá indiviso na porção Norte do Domínio como sendo normal e na porção Sul o contato estaria encoberto por canga. Já Dorr (1969) interpretou o contato como normal na porção norte e por falha de empurrão na porção Sul.

Perfis realizados na porção Norte do Domínio mostram que nas cabeceiras do córrego das Almas o contato entre um filito cinza carbonoso da Formação Batatal e um quartzito de granulometria média a grosseira das USC é **normal transicional e gradacional**, contato este que esta tectonizado próximo da confluência daquele córrego com o rio Piracicaba

O contato interpretado como normal transicional se caracteriza por uma intercalação entre níveis e lentes de filito com o quartzito até predominarem estes últimos. O quartzito possui grãos subarredondados, pouco recristalizados e próximo à confluência do córrego da Almas com o rio Piracicaba apresenta estratificação cruzada acanalada e tabular planar. Estas feições mostram que esta porção foi uma região de baixa deformação, o que propiciou a preservação da natureza primária do contato. O acamamento possui orientação N40W/51 NE e a xistosidade N80W/59 SW.

Observa-se que neste Domínio não foram encontrados nem os diques de diabásio e nem o quartzito Moeda, contrariando os resultados do mapeamento efetuado por Maxwell (1972). Nesta porção afloram os filitos grafitosos da Formação Batatal. Por outro lado, o traço do contato, no perfil do córrego das Almas, está situado pelo menos 100 m acima da cota 900m, como traçado por Maxwell.

Na porção Sul do Domínio, a natureza do contato entre o filito Batatal e as USC não foi definida. Endo (1991, comunicação verbal) trabalhando no extremo sul define-o como normal.

#### Domínio Oeste

À sul do Córrego do Eugênio (Figura), Maxwell (1972), mapeou o contato entre as USC e as rochas do Grupo Maquiné como do tipo normal e gradacional. À norte daquele córrego, Moore (1969) interpretou o contato como tectônico por falha de empurrão (Falha do Caraça). Dorr (1969) concordou com a proposição de Maxwell (1972) e interpretou o contato como normal.

À sul do Córrego do Eugênio, o mapeamento realizado na Serra da Casa Nova permitiu identificar a Falha da Caraça como contato entre as rochas do Grupo Maquiné e as USC. Por conseguinte, aquele contato é tectônico por falha de empurrão, expresso como uma série de zonas de cisalhamento paralelas, marcadas por milonitos de direção N-S e mergulhos entre 40°-50° para E. O acamamento tem atitude N20-40E/5-20SE, sendo, portanto, discordante dos milonitos.

A zona de milonitos entre as duas unidades, com aproximadamente 150m de espessura, foi interpretada por Maxwell (1972) como sendo rochas do Grupo Tamanduá. Contudo, aqueles milonitos derivam da tectonização das USC.

À norte do Córrego do Eugênio o contato também é tectônico por falha de empurrão, conforme já proposto por Moore (1969) e Fogaça et al. (1986). A xistosidade nas USC mantém uma direção NNE e mergulho para ESE até as nascentes do Córrego Vargem do Tambor, limites com o Domínio Norte, quando passa para 60°-80°. O acamamento tem atitude variável nesta região, situando-se em torno de N20W-NS/35-45ENE.

Ao sul da Serra da Casa Nova, Fonseca (1990) não fez distinção entre a Formação Moeda e as USC pois interpretou estas últimas como produtos tectonizados da primeira.

#### Domínio Norte

Moore (1969) na quadrícula de Conceição do Rio Acima e Maxwell (1972) na quadrícula de Catas Altas interpretaram o contato entre as USC e o Grupo Maquiné como sendo tectônico por falha de empurrão com direção EW e mergulho para Sul. Dorr (1969), interpretou este contato como normal não considerando os mapeamentos de Maxwell (1972) e Moore (1969). Fogaça et al. (1986) interpretaram os contatos da forma como o foram por Moore (1969) e Maxwell (1972).

Em virtude do reduzido número de dados cinemáticos, a natureza do contato entre as Unidades do Serra do Caraça e o Grupo Maquiné nesta região ainda não está totalmente compreendida. O contato é, no entanto, tectônico, por falha de direção EW e mergulho subvertical (Falha da Chácara). Os dados obtidos ao longo da estrada de acesso ao colégio do Caraça indicam ser esta falha de natureza direcional, com formação de estrutura em flor positiva. (Ribeiro-Rodrigues, 1992; Ribeiro-Rodrigues et al., 1993).

#### CONCLUSÕES

As relações de contato entre as unidades estratigráficas da região da Serra do Caraça (USC) são significativamente diferentes daquelas descritas em trabalhos anteriores. No Domínio Leste o contato com os supergrupos Minas e Rio das Velhas é por falha de empurrão/inversa com mergulho elevado (60° a subvertical) (Falha de Alegria). No Domínio Sul (Sinclinal Alegria) o contato com a Formação Batatal, base do Supergrupo Minas, é normal, gradacional, localmente tectonizado. No Domínio Oeste o contato entre as rochas que sustentam a Serra do Caraça e o Grupo Maquiné é por falha de empurrão (Falha do Caraça). No Domínio Norte o contato com o Grupo Maquiné é por falha direcional (Falha da Chácara) e não por falha de empurrão com mergulho para sul como proposto por Maxwell, 1972; e Fogaça et al., 1986).

Do exposto pode-se afirmar que o contato das Unidades da Serra do Caraça é: (1) normal, gradacional, localmente tectonizado, com a Formação Batatal do Supergrupo Minas; (2) tectônico, por falhas de empurrão, e inversas e possivelmente direcionais, de regime dúctil a dúctil-rúptil, com unidades do Supergrupo Rio das Velhas;

Tais relações de contato permitem afirmar que as Unidades da Serra do Caraça são, diante das unidades estratigráficas padrões do QF, a unidade imediatamente sotoposta à Formação Batatal, ou seja, a Formação Moeda do Grupo Caraça.

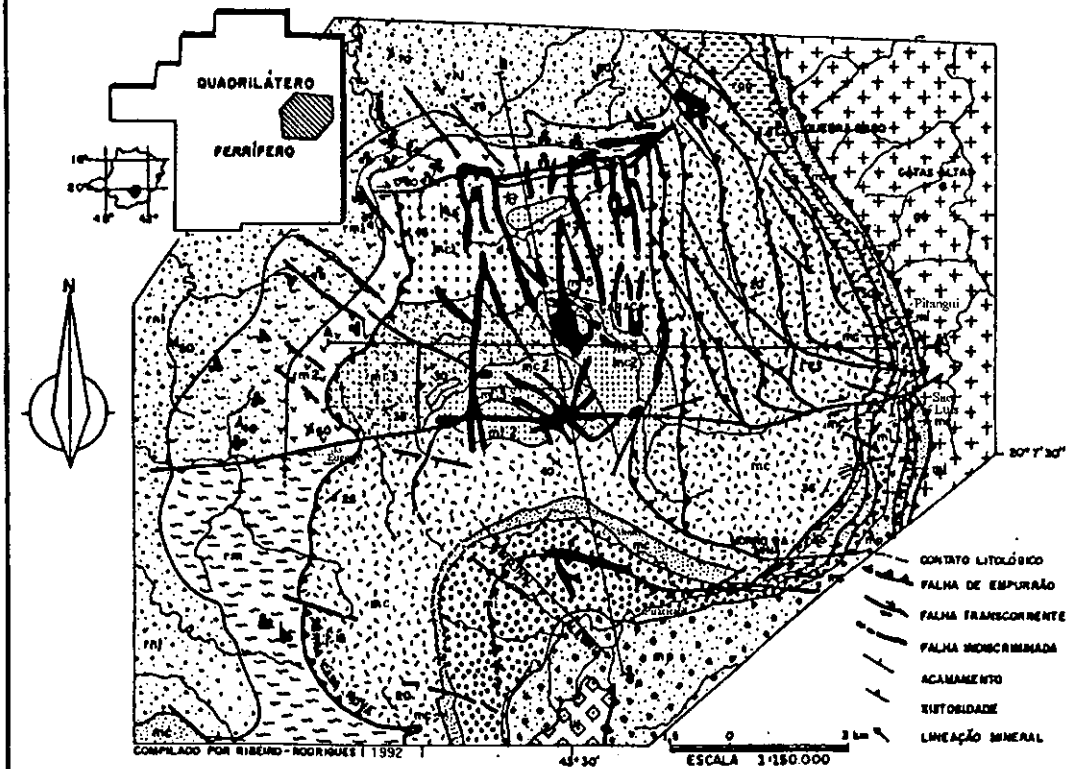
Sua correlação com a Formação Cambotas, na Serra das Cambotas, implica em correlacionar o Supergrupo Minas com o Supergrupo Espinhaço. Tal correlação é contrariada pelos dados estratigráficos (o empilhamento estratigráfico é diferente) e pelos dados radiométricos que mostram que o Supergrupo Espinhaço depositou-se entre 1.7 e 0,906 Ga enquanto o Supergrupo Minas é anterior a 2.4 Ga (Crocco-Rodrigues et al., 1991).

Conclui-se, pois, que o Grupo Tamanduá como unidade estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, conforme proposto e definido por Simmons & Maxwell (1961), tem validade questionável. A sua seção -tipo, na Serra das Cambotas, se localiza em área de intensa deformação, tem um empilhamento estratigráfico que é tectônico e, de acordo com Freitas et al. (1991), é correlacionável ao Supergrupo Espinhaço.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CROCCO-RODRIGUES, F.A. 1991. Sistemas de cavalgamento e geologia estrutural da Serra das Cambotas, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, UnB.
- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; ROSIÈRE, C.A. 1991. Análise crítica sobre a controvérsia do Grupo Tamanduá no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, DNP/USGS. 109p. (Prof. Paper 641-A).
- FOGAÇA, A.C.; ROSIÈRE, C.A.; MORAES, L.L.C.; ABREU, P.A.A.; ROLIM, V.K. & LADEIRA, E.A. 1986. Mapeamento geológico de área a oeste da Serra do Caraça Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Convênio DOCEGEO - IGC UFMG.
- FREITAS, M.E.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ROSIÈRE, C.A. 1991. A correlação do Quartzito Cambotas com a sequência Espinhaço apoiada por mapeamento geológico em escala 1:10000. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991, no prelo.
- MAXWELL, C.H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. Washington. DNP/USGS. 72p (Prof. Paper 341-J).
- MOORE, S.L. 1969. Geology and Ore Deposits Of The Antônio dos Santos, Gongo Sôco, and Conceição do Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 341 I, 50 p.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C. & CHEMALE Jr., F. 1991. Relações de contato das rochas atribuídas ao Grupo Tamanduá na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L. C. 1992. O Contexto Geológico-Estrutural do Parque Natural do Caraça e adjacências. Dissertação de Mestrado, UnB, 109 p.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; JOST, H.; CHEMALE Jr., F. 1992 - The Geological Structural Context of Caraça Natur Park, Iron Quadrangle, Southern São Francisco Cráton, Minas Gerais, Brazil, 13. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Abstracts.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; CHEMALE Jr., F.; JOST, H. 1993 - O Sistema de Falhas do Caraça. In: VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, Belo Horizonte, 1993.
- ROSSETO, J.A.; PEREIRA, M.M.; ALKMM, F.F.de 1987. Litofacies e modelo deposicional para a Formação Cambotas no maciço do Caraça. In: Roteiro de excursões do I Simp. Sist. Depositionais no Pré-Cambriano, inédito.
- SIMMONS, G.C. & MAXWELL, C.H. 1961. O Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. DNP, Div. Geol. Min., Bol. 211, 30 p.

# MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO CARAÇA QUADRILÁTERO FERRIFERO-MG



**GRUPO CARAÇA (USC)**

- mc - INDIVISO
- mc3 - UNIDADE mc3
- mc2 - UNIDADE mc/mp
- mc3 - UNIDADE mc2

**d - DIQUES**

**SUPER GRUPO ITACOLOMI**

- iu - ITACOLOMI INDIVISO

**SUPER GRUPO MINAS**

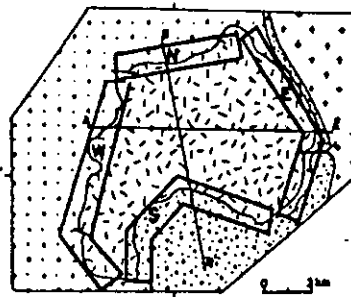
- mp - GR. PIRACICABA INDIVISO
- mi - GR. ITABIRA
- me - GR. CARAÇA

**SUPER GRUPO RIO DAS VELHAS**

- rm - GR. MAQUINE INDIVISO
- rm1 - UNIDADE 1
- rm2 - UNIDADE 2
- rm1 - GR. NOVA LIMA
- rqo - GR. QUEBRA OSSO

**EMBASAMENTO**

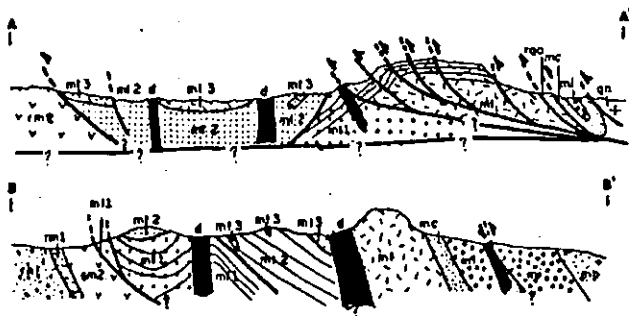
- gn - EMBASAMENTO INDIVISO



**DOMÍNIOS GEOLÓGICOS**

DOMÍNIOS: N - NORTE, S - SUL, E - ESTE, W - OESTE

- GR. CARAÇA
- S. G. MINAS
- S. G. RIO DAS VELHAS
- EMBASAMENTO





## SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA DA BACIA DO PARANÁ: OCORRÊNCIA NO TRIÂNGULO MINEIRO - MG

**EDÉSIO MIRANDA BARBOSA** - MESTRANDO/SEDIMENTO.-PETRO. SED. /DEGEO/EM/UFOP  
**PAULO DE TARSO A. CASTRO** - DEGEO/EM/UFOP.

### INTRODUÇÃO

A partir de estudos realizados na parte setentrional do distrito de Ponte Alta, município de Uberaba - MG (Barbosa, 1993), foram observados sedimentos areno-argilosos, os quais não se enquadram nas seções estratigráficas descritas por Barcelos (1984), Fúlvaro & Barcelos (1991) para o pacote sedimentar da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. Estudos comparativos entre estes sedimentos e os da Formação Itaqueri (Almeida & Barbosa, 1953 *apud* Melo & Ponçano, 1983) e os da Formação Nova Ponte (Ferrari, 1989), mostram características comuns entre estas unidades, aventando-se assim a possibilidade destas serem consideradas como correlacionáveis.

Estratigraficamente, a região do Triângulo Mineiro apresenta a seguinte seqüência, da base para o topo (Fúlvaro & Barcelos, 1991): embasamento cristalino; Grupo São Bento, representado por arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral; Grupo Bauru, constituído de arenitos da Formação Caiuá e Adamantina, rochas vulcanoclásticas da Formação Uberaba, "cálcareos" (Membro Ponte Alta) e arenitos e conglomerados (Membro Serra da Galga) da Formação Marília.

Ferrari (1989) descreveu nas proximidades da Usina Hidroelétrica de Nova Ponte, margens do rio Araguari, a Formação Nova Ponte, constituída de conglomerados depositados sobre basaltos da Formação Serra Geral, micaxistos do Grupo Araxá e rochas vulcanoclásticas da Formação Uberaba.

Já no leste do Estado de São Paulo, ocorre a Formação Itaqueri constituída essencialmente de sedimentos areno-argilosos e conglomerados que se acham depositados sobre a Formação Marília.

### SEDIMENTOS SOBREPOSTOS À FORMAÇÃO MARÍLIA

Na porção setentrional do distrito de Ponte Alta, Uberaba-MG (Barbosa, 1993) foram observados sedimentos areno-argilosos, de coloração avermelhada, sem estruturas sedimentares visíveis, com alguns pequenos grânulos de quartzo e apresentando espessura de até 10 metros. Algumas vezes estes sedimentos apresentam certa variação lateral, como nas margens do rio Araguari, tornando-se conglomeráticos. Estes sedimentos encontram-se recobertos por solo laterítico e situam-se em cotas altimétricas que variam de 980 a 1010 metros. Estão imediatamente sobrepostos a arenitos e

conglomerados pertencentes ao Membro Serra da Galga, unidade de topo da Formação Marília que segundo Barcelos (1984) foram depositados em um ambiente de leque aluvial em condições semi-áridas como pode ser notado através da presença de argilo mineral atapulgita (Suguió, 1973 *apud* Barcelos, 1984), ventifactos (Barbosa & Castro, 1993) e paleossolos do tipo caliche (Alves *et al.*, 1993).

A relação de contato entre os sedimentos areno-argilosos e as rochas do Membro Serra da Galga é nitidamente abrupta.

### FORMAÇÃO NOVA PONTE

Esta unidade foi proposta por Ferrari (1989) e constitui extensas cascalheiras com níveis arenosos, friáveis, que atingem até 50 metros de espessura. Não foram observadas estruturas sedimentares exceto o acamamento (Ferrari, 1989). Os seixos são oriundos do Grupo São Bento e do Grupo Araxá. Estes seixos estão imersos em matriz argilo-arenosa avermelhada.

### FORMAÇÃO ITAQUERI

Esta unidade foi definida por Almeida & Barbosa (1953 *apud* Melo & Ponçano, 1983) e sua descrição incorporou depósitos sedimentares de várias áreas isoladas. Sua área tipo ocorre nas serras de Itaqueri e São Pedro, sendo constituída por arenitos com cimento argiloso, folhelhos e conglomerados que se alternam.

Conforme Ponçano *et al.* (1982), esta unidade foi depositada durante a elaboração da Superfície Japi, sendo este um termo local para a Superfície Sul-Americana de King (1956 *apud* Ponçano *et al.*, 1982) cuja idade é do Paleógeno (Eoceno). Tal superfície apresenta a leste, características de degradação, enquanto que, para oeste, as características são de agradação com a deposição se estendendo até parte da área onde foi esculpida a Depressão Periférica Paulista e atingindo, principalmente, a área dos atuais reversos de cuestas.

Segundo ainda Ponçano *et al.* (1982) esta unidade foi depositada sob condições que às vezes apresentava alta energia com mudança brusca na velocidade de transporte, sugerindo tratar-se de fanglomerados, sob condições de clima árido a semi-árido.

## COMPARAÇÃO ENTRE AS TRÊS UNIDADES

Este trabalho expõe algumas similaridades entre as três unidades ora mencionadas, a saber: o caráter argiloso e a cor avermelhada da matriz das rochas que constituem estas unidades, a presença pouco notável de estruturas sedimentares e finalmente as cotas altimétricas em que estas se situam, em torno e acima de 900 metros, sotopostos à superfície Sul-Americana..

Diante destas considerações aventa-se aqui a possibilidade destas serem consideradas como apenas uma unidade ou, ao menos, correlacionáveis litoestratigraficamente. Se faz necessário um estudo de maior detalhe de tais unidades, visando uma definição dos limites destas nos estados de São Paulo e Minas Gerais e suas relações estratigráficas com as demais unidades da Bacia do Paraná.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J.M.P.; GOMES, N.S.; HOERNES, S. 1993. Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro - Evidências de isótopos estáveis e catodoluminescência. (VII Simpósio de Minas Gerais).
- BARBOSA, E.M. 1993. Mapeamento geológico da porção setentrional do distrito de Ponte Alta, Uberaba-MG. Trabalho final de graduação (inédito), DEGEO/EM/UFOP, Ouro Preto, 54p.
- BARBOSA, E.M. & CASTRO, P.T.A. 1993. Ocorrências de ventifactos em rochas da Formação Marília, Grupo Bauru, Cretáceo da Bacia do Paraná em Minas Gerais. Resumos expandidos. Acta Geologica Leopoldensia, 15(36):152-154.
- 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. Tese de livre docência. Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 191p.
- FERRARI, P.G. 1989. Formação Nova Ponte, uma entidade Terciária. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/SIMP. GEOL. NÚCLEO BRÁSILIA, 1. Belo Horizonte, 1989. Anais... Belo Horizonte, SBG, p.105-109.
- FÚLFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. São Paulo. Atas, São Paulo, SBG/SP-RJ, p.59-66.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. 1983. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. Monografias 9. IPT, São Paulo, 74p.
- PONÇANO, W.L.; STEIN, D.P.; ALMEIDA, F.F.M.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S. 1982. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, p.1339-1350.

## SEDIMENTOLOGIA E ANÁLISE DE BACIA DA FORMAÇÃO MOEDA, QF, MINAS GERAIS, BRASIL

**FRIEDRICH E. RENGER** - DEPTO. DE GEOLOGIA/IGC/UFMG

**VICTOR E. SUCKAU** - YAAGO PÖYRY ENGENHARIA LTDA.

**RONALDO MÁRCIO PINTO DA SILVA** - UNANGEM MINERAÇÃO E METALURGIA S.A.

### INTRODUÇÃO

A Formação Moeda (ou Quartzito Moeda, como frequentemente citado) constitui a base do Supergrupo Minas e ocupa área de, no mínimo, 80 por 150 km, aflorando muitas vezes em escarpas íngremes, margeando os sinclinais do Quadrilátero Ferrífero. A sua distribuição somente foi cartografada por DORR e colaboradores nos anos 1950/60 (compilação em DORR 1969) e a definição estratigráfica foi dada por WALLACE (1958) em área do flanco oeste do Sinclinal de Moeda, onde atinge aproximadamente 600 m de espessura. Nesta sessão foi subdividida em três unidades (denominadas 1, 2 e 3), cada uma com ca. de 200 m de espessura. WALLACE (1965) interpreta o ambiente deposicional como "flood plain and littoral zone of a transgressing sea. Measurements of the dip of crossbedding in quartzite suggest a source to the northwest".

O primeiro estudo da paleogeografia e sedimentologia da Fm. Moeda, com o enfoque sobre os sistemas deposicionais foi apresentado por LINDSEY (1975). VILLAÇA (1981) resume os resultados sedimentológicos obtidos no trabalho sistemático da pesquisa de urânio nesta formação.

A Unidade 1 é caracterizada por um ambiente fluvial com paleocanais, rios anastomosados e leques aluvionares; enquanto a Unidade 2, de espessura variável, (quartzitos finos, siltitos e filitos no Sinclinal de Moeda, um quartzito puro e bem selecionado na parte sul do Sinclinal de Gandarela, ausente no Sinclinal de Ouro Fino) representa uma transgressão marinha.

A área sul-sudeste do Quadrilátero Ferrífero (parte sul do Sinclinal de Moeda e os sinclinais de Dom Bosco e Santa Rita) de ambiente litorâneo-marinho com discreta sedimentação clonglomerática, na base. A Unidade 3 constituída por quartzitos grosseiros, com abundante estratificação cruzada acanalada e intercalações de conglomerados na sua parte inferior e na sua parte superior por quartzitos de granulação média a fina. Esta unidade é bem desenvolvida nos sinclinais de Moeda, Gandarela e Ouro Fino.

Nos anos 80 foi executada pesquisa para ouro associado aos conglomerados da Fm. Moeda, baseada em modelos de exploração e sistemas deposicionais elaborados no Witwatersrand, na África do Sul. Os trabalhos se concentraram especialmente nos sinclinais de Gandarela e Ouro Fino (RENGER et al. 1988, MINTER et al. 1990, GARAYP et al. 1991).

Os resultados obtidos, através de inúmeras seções em superfície e sondagens, permitem uma reconstrução da Formação Moeda nesta parte da bacia.

### SEDIMENTOLOGIA

Os sedimentos mais antigos da Fm. Moeda são diamictitos preservados em pequenas depressões da paleosuperfície, contendo seixos angulosos de quartzo, quartzito, chert, filito e metavulcânicas ácidas, numa matriz argilosa ou arenosa. Estes diamictitos são paraconglomerados de fluxo de massa sobre a primeira paleosuperfície do arqueano, depositados em ambiente subaéreo, já que são cobertos por ortoconglomerados fluviais ("pebble supported") bem selecionados.

Os conglomerados oligomícticos são formados por seixos de alto grau de arredondamento, compostos de quartzo fumê e leitoso, e alguns de quartzito e chert; vulcânicas ácidas são raras e formação ferrífera só foi encontrada, em um único seixo, no Palmital. No paleocanal, o diâmetro dos seixos varia de 5 a 8 cm no sul (Bocaina), até 15 a 20 cm no Palmital e no Guilherme, mais ao norte. Seixos de até 40 cm são raros; onde ocorrem, assentam-se na base do paleocanal ou perto da mesma.

No Palmital, merece ser registrado o achado de um ventifacto ("dreikanter") de quartzo fumê de aproximadamente 35 cm de diâmetro. Foi certamente esculpido pela ação do vento, a partir de um seixo fluvial bem arredondado. Sua parte superior apresenta forma piramidal triangular característica e a parte inferior tem forma elipsoidal. As arestas são desgastadas por transporte fluvial posterior. Apesar de ser encontrado em ambiente de depósito fluvial, sua formação ocorreu em área de planície ou em um terraço mais elevado, de onde foi levado por correntes torrenciais para o paleocanal. O mesmo fenômeno foi observado no Vaal Reef e outros "reefs" na África do Sul e descrito por MINTER (1976).

MORAES (1985) descreveu arenitos eólicos da Fm. Moeda da região de Ouro Preto.

Os conglomerados se assentam na superfície irregular do canal ("bed rock") e formam barreiras de cascalho ("gravel bars") com largura de até 200 m e até ca. de 600 m de comprimento. Apresentam, na maioria das vezes, uma superfície convexa. Muitas vezes podem ser identificados diversos ciclos deposicionais com até 50 cm de espessura". Cada uma começa com clastos grosseiros na base e grada para

seixos menores no topo ("fining upward"), indicando descarga irregular da área fonte, devido ao regime pluvial intermitente. Entre as barreiras de cascalho, o leito do canal ora coberto com seixos que formam, em corte, uma linha de seixos ("pebble lag"), ora ocupado por arenito com estratificação cruzada acanalada, ou ambos. Estas características encaixam-se perfeitamente no modelo dos depósitos de cascalho de rios anastomosados (HEIN 1984). A espessura dos sedimentos nos ciclos individuais do conglomerado e das unidades de arenito com estratificação cruzada acanalada, indicam que a lâmina d'água era provavelmente menor que um ou dois metros.

As barreiras de cascalho atuaram como um "jig" natural concentrando minerais pesados nos interstícios dos seixos, especialmente na base. Aí, observa-se concentrações de ouro, associado à pirita rolada e outros minerais pesados, formadas durante períodos de menor descarga, porém, contínua e de baixa energia de transporte. Esta conclusão é óbvia, já que os seixos de quartzo de 10 ou 20 cm não estão em equilíbrio hidrodinâmico com os minerais pesados. O diâmetro dos seixos de pirita de aproximadamente 5 mm, podendo atingir até 3 cm. Grânulos ou finas lâminas de querogênio também foram observados.

As litologias acima descritas são cobertas por quartzito de granulação média a fina, sem estratificação plana ou cruzada, contendo, muitas vezes, clastos de argilito nos primeiros metros acima do conglomerado.

Da Bocaina para o sul desenvolve-se a Unidade 1, típica, com ortoconglomerado auro-urano-piritífero, constituído de seixos de quartzo fumê e leitoso, subordinadamente quartzito e chert, com diâmetros de 2 a 10 cm, em matriz arenosa. O conglomerado atinge espessuras de até 5 m, passando para quartzitos de granulação grosseira a média, muitas vezes com estratificação cruzada do tipo acanalada. A espessura desta unidade varia desde 0 m na Bocaina, até aproximadamente 80 a 100 m, ao sul do sinclinal (na ponta da "bota"). Variações de espessura da unidade, ao longo da escarpa, podem ser correlacionadas com o paleorelevo, já que o conglomerado basal ocorre preferencialmente nos lugares onde a mesma tem maior espessura.

A Unidade 2 cobre todas as litologias acima descritas de maneira transgressiva de sul para norte ("onlap"). É constituída por um quartzito vítreo, de granulação média, bem selecionado e sem estratificação cruzada, acamamento ou conglomerados intercalados, formando escarpas alcantiladas ao longo do flanco oeste do sinclinal de Gandarela. Na parte sul do sinclinal, atinge ca. de 50 m de espessura, no Palmital tem uma média de 15 a 20 m, chegando até 27 m no paleocanal e 8 a 10 m nos altos intercanais. No Guilherme apresenta-se com 10 a 15 m e nos Crioulos com 5 a 8 m de espessura. A norte do paralelo 20°, este quartzito desaparece, como pode ser constatado em seção na altura da Mina do Gongo Soco, onde a Fm. Moeda constituída somente pela Unidade 3. O quartzito da Unidade 2 do Sinclinal de Gandarela tem o seu equivalente nos siltitos, filitos e quartzitos finos do Sinclinal de

Moeda, com espessuras entre 100 e 200 m. Essa unidade ausente no Sinclinal de Ouro Fino.

A Unidade 3 é formada por quartzitos grosseiros na parte inferior passando para granulação média a fina na parte superior. Estratificação cruzada acanalada é abundante e na sua base quase sempre existe um conglomerado, na maioria da vezes sem pirita. Os seixos são de quartzo fumê ou leitoso, subordinadamente de quartzito e chert. São ortoconglomerados com boa esfericidade dos seixos. Estas características são encontradas tanto no Sinclinal de Moeda como nos de Gandarela e de Ouro Fino. No Sinclinal de Ouro Fino foi encontrado um seixo de conglomerado Moeda, proveniente provavelmente do conglomerado basal da Unidade I, no conglomerado basal desta unidade. O ambiente deposicional da Unidade 3 é fluvial.

### FORMAÇÃO DA BACIA MOEDA

O embasamento arqueano foi soerguido e erodido. A superfície resultante era desértica (sem vegetação) e a atmosfera sem oxigênio livre. O clima variava entre épocas de chuvas fortes, torrenciais ou moderadas e tempos secos de ventanias prolongadas. A erosão esculpiu elevações de rochas mais resistentes, tais como quartzitos e formações ferríferas bandadas, que condicionavam a rede de paleodrenagem. Os vales eram largos com encostas suaves e terraços, onde houve depósito de lamias piritíferas em águas paradas, provavelmente com ação de bactérias anaeróbicas, dando também origem à formação de querogênio. Condições deposicionais idênticas foram observadas no Witwatersrand.

Medições de estratificação cruzada na parte basal da Fm. Moeda (Unidade I) indicam uma paleocorrente de noroeste para sudeste na parte norte do Sinclinal de Moeda e de norte para sul no Sinclinal de Gandarela. O tamanho dos seixos também diminui de norte para sul nos dois sinclinais (VILLAÇA 1981; RINGER et al. 1988; MINTER et al. 1990). Como áreas-fonte dos sedimentos siliciclásticos identificam-se os complexos granito-gnáissicos de Belo Horizonte, Bonfim, Bação e Caeté, todos com idades entre 2,7 a 2,8 Ga. A associação dos minerais pesados na Fm. Moeda também é típica de rochas graníticas: zircão, turmalina, rutilo, monazita (GUERRA 1979).

O adelgaçamento para norte de todas as unidades da Fm. Moeda no Sinclinal de Gandarela mostra uma maior subsidência no sul do sinclinal, de onde avançou também a transgressão marinha da Unidade II. A ausência desta unidade na área do Sinclinal de Ouro Fino evidencia uma posição mais elevada da Protobacia do Ouro Fino. As variações da espessura no Sinclinal de Moeda, por outro lado, indicam um centro de maior subsidência na parte central desta protobacia. Presume-se a existência de outros complexos granito-gnáissicos no sul do Quadrilátero Ferrífero com condicionadores da borda sul das protobacias.

Além de servir de áreas-fonte, os complexos granito-gnáissicos moldaram a configuração das

protobacias da Fm. Moeda e com isto, também a do Quadrilátero Ferrífero como um todo. O soerguimento no centro do Quadrilátero Ferrífero, aqui chamado de Alto Rio das Velhas separava as Protobacias de Moeda e Gandarela, além de servir de área-fonte do ouro e da pirita detritica. Um outro alto, o de Conceição separava as protobacias de Gandarela e Ouro Fino e era área-fonte do conglomerado basal de Ouro Fino, diferenciado do das bacias de Moeda e Gandarela pela grande quantidade de seixos de vulcânicas ácidas. Seixos imbricados indicam uma paleocorrente diferente para sudeste (120° Az - GARAYP et al. 1991). A Protobacia de Gandarela estava situada 100 a 150 m acima do nível da de Moeda e a Protobacia de Ouro Fino estava outros 50 m acima do nível da de Gandarela.

O Sinclinal de Ouro Fino foi posteriormente cavalgado sobre o Alto de Conceição com um transporte tectônico mínimo de aprox. 4 km para oeste, como pode ser visto nos perfis de VILLAÇA (1981). Maior transporte tectônico talvez tenha sido absorvido nos filitos do embasamento.

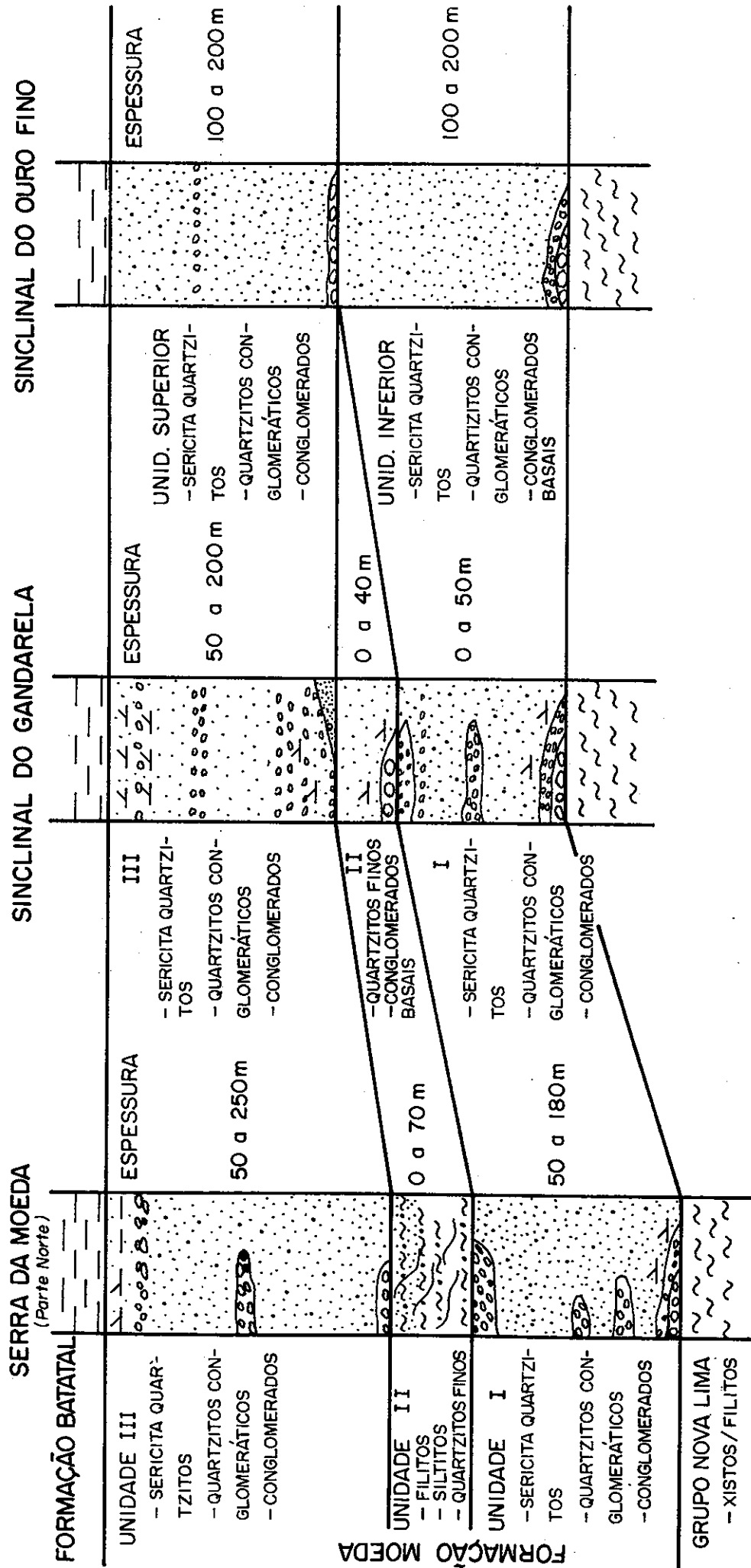
A idade da Fm. Moeda é hoje balizada entre 2,7 Ga (idade do Complexo Bonfim, eventos térmicos nos complexos de Belo Horizonte, Bação e Caeté, MACHADO et al. 1989, 1993) e 2,4 Ga (depósito da Fm. Gandarela, BABINSKI et al. 1993). Assim a idade mais provável da Fm. Moeda situa-se entre 2,5 e 2,6 Ga, o que a correlaciona com o Black Reef do Transvaal System da África do Sul e, provavelmente, com a do Grupo Jacobina na Bahia. A constituição das protobacias da Fm. Moeda era condicionada pelos complexos granito-gnáissicos através de falhamentos extensionais formando escarpas no sul do Complexo Belo Horizonte e no leste do de Bonfim. O intervalo de tempo que envolve a Fm. Moeda é grande, como pode ser concluído pela presença de seixos de conglomerado litificado na Unidade III, provenientes de camadas inferiores da própria Fm. Moeda.

Convidamos os colegas para aprimorar, modificar ou referendar o modelo ora apresentado.

## BIBLIOGRAFIA

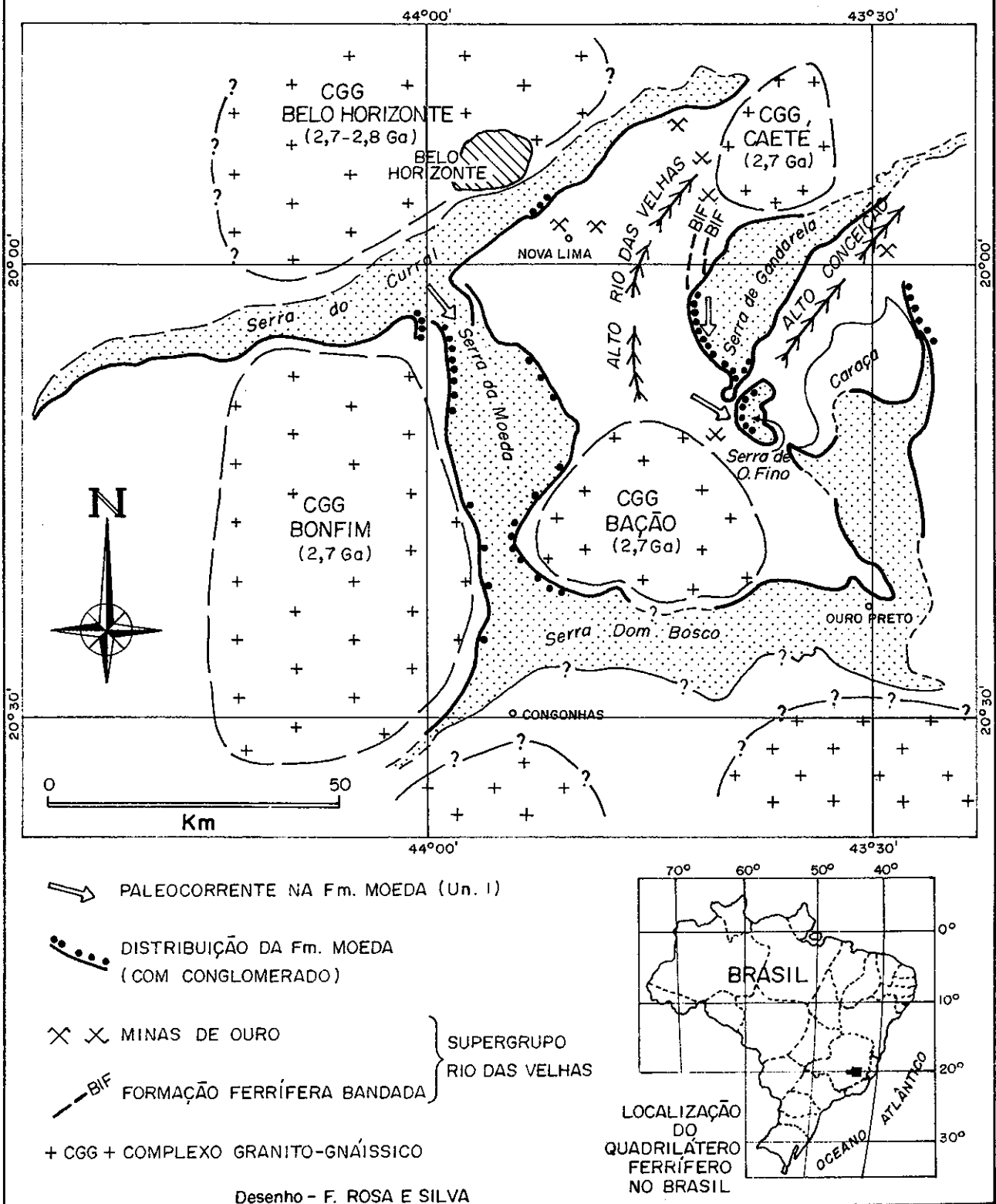
- BABINSKI, M., CHEMALE Jr., F. & van SCHMUS, W.R. (1993): A idade das formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e Austrália. - II Simp. sobre o Craton do São Francisco, Anais, p. 152 - 153.
- DORR, J.V.N. II<sup>nd</sup> (1969): Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - US Geol. Surv., Prof. Pap. 641-A, 110 p.
- GARAYP, E., MINTER, W.E.L., RENGER, F.E. & SIEGERS, A. (1991): Moeda placer gold deposits in the Ouro Fino Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. - in: LADEIRA, E.A (Ed.): Brazil Gold '91, p. 601 - 608.
- GUERRA, W.J. (1979): Stratigraphie und Sedimentologie des proterozoischen Moeda-Quarzits der Minas Serie des Eisernen Vierecks, Minas Gerais/Brasilien. - Clausthaler Geowiss. Diss., Heft 1, 271 p.
- HEIN, F.J. (1984): Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: A comparison of two case studies. - Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem. 10, p 33 - 49.
- LINDSEY, D.A. (1975): Depositional environments and paleocurrent directions in the precambrian Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil. - CPRM/US Geol. Surv., Open File Rep. 75-264, 22 p.
- MACHADO, N., NOCE, C.M., OLIVEIRA, O.A.B. de & LADEIRA, E.A. (1989): Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no arqueano e proterozóico inferior, com base em geocronologia U-Pb. - 5<sup>o</sup> Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, p. 1 - 5.
- MACHADO, N., NOCE, C.M. & FENG, R. (1993): Idades 207Pb/206Pb de zircões detriticos de rochas meta-sedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Craton do São Francisco. Considerações sobre áreas-fonte e idades de sedimentação. - II Simp. sobre o Craton do São Francisco, Anais, p. 149 - 151.
- MINTER, W.E.L. (1976): Detrital gold, uranium and pyrite concentrations related to sedimentology in the precambrian Vaal Reef placers, Witwatersrand, South Africa. - Econ. Geol. 71(1), p. 1578 - 176.
- MINTER, W.E.L., RENGER, F.E. & SIEGERS, A. (1990): Early proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. - Econ Geol. 85(5), p. 943 - 951.
- MORAES, A.C.S. (1985): Reconhecimento de facies sedimentares em rochas metamórficas da região de Ouro Preto. - 3<sup>o</sup> Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, p. 84 - 93.
- RENGER, F.E., SILVA, R.M.P. da & SUCKAU, V.E. (1988): Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - 35<sup>o</sup> Congr. Bras. Geol., Anais vol. 1, p. 44 - 57.
- VILLAÇA, J.N. (1981): Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. - Soc. Bras. Geol., Ncleo Minas Gerais, Bol. 2, p. 93 - 137.
- WALLACE, R.M. (1958): The Moeda Formation. - Soc. Bras. Geol., Bol. 7 (2), p. 59 - 60.
- WALLACE, R.M. (1965): Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito District, Minas Gerais, Brazil. - US Geol. Surv., Prof. Pap. 341-E, 68 p.

**Fig. 1**  
**CORRELAÇÃO ESQUEMÁTICA DA FORMAÇÃO MOEDA ENTRE AS**  
**SERRAS DA MOEDA, GANDARELA E OURO FINO**



Desenho - F. ROSA E SILVA

Fig. 2 ESBOÇO CONCEITUAL DA CONSTITUIÇÃO DAS PROTOBACIAS DA FORMAÇÃO MOEDA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO-MG



## UMA REAVALIAÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO GRUPO BAMBUÍ

OSCAR P. G. BRAUN - PETROBRÁS - DEPEX - DITEC - SEBINT - RIO DE JANEIRO

### INTRODUÇÃO

Com sua ampla área de ocorrência (incluindo seqüências correlatas) e interfaceando grande número de outras unidades estratigráficas dispersas, não há dúvidas que o grupo Bambuí representa um precioso datum de referência para a compreensão da Geometria de grande parte do Escudo Brasileiro. O conhecimento inofismável desta Geometria aliado às evidências dinâmicas é a base para as reconstituições paleogeográficas e geotectônicas.

Somente uma cartografia geológica de resolução compatível com os atuais enfoques geotectônicos poderá fornecer os dados corretos para esse conhecimento. Infelizmente não tem sido isto que temos constatado. Ao contrário, acuradas pesquisas geocronológicas e notáveis esforços de objetivas análises estruturais, petrográficas e sedimentares têm sido prejudicados pela falta de mapas de compatível precisão.

Desta forma, significativas extensões dos contatos basais do grupo Bambuí continuam paradoxalmente mal delineadas e compreendidas em áreas onde se sucedem diversas pesquisas detalhadas.

Neste último Simpósio Sobre o Craton do São Francisco foram raros os trabalhos com base em cartografia geológica fina. Predominaram sínteses regionais, na maioria demonstradas sobre antigas bases em escala de reconhecimento ou sobre extensas seções transversais. Estas algumas vezes representadas distorcidas geometricamente, em esquemas com elevado exagero vertical e sem correção angular.

Em face dos recursos tecnológicos postos à disposição de um número inédito de trabalhos de tese, esperava-se uma profunda revisão conceitual naquele simpósio, entretanto o que se viu foi apenas uns vinte por cento de trabalhos inteiramente independentes do dogma do Craton do São Francisco que, predominando sobre os demais, inibiu o esperado transpasse das fronteiras da inovação.

### O CONHECIMENTO ATUAL DO GRUPO BAMBUÍ E DA BACIA DO SÃO FRANCISCO.

Com predomínio da facies carbonática, as camadas do grupo Bambuí estendem-se por mais de trezentos mil quilômetros quadrados, desde o sudeste de Minas até o norte de Goiás e extremo oeste da Bahia.

Na sua maior extensão, estas são camadas de rampa e plataforma carbonática, jazendo

discordantemente sobre um embasamento de topografia muito irregular, de arquitetura e constituição geológica extremamente variável (fig. 1). Sedimentos terrígenos laterais aos carbonatos só começam a ser significativos no bordo sudoeste da atual área de ocorrências, e assim mesmo apenas nas facies silticas e argilosas. Terrígenos mais grosseiros só ocorrem acima dos carbonatos, na formação Três Marias. O pacote é freqüentemente interrompido por cortes erosivos em sedimentos distais.

Estas características demonstram que a atual área de ocorrência tem os seus limites muito longe dos pretéritos bordos da bacia. Esses limites atuais resultam da profunda erosão que removeu uma imensurável parte das camadas originais.

Como se pode constatar nas figuras 1 e 2, é no bordo oeste, na "Faixa Brasília de Dobramentos", que estão preservadas as seqüências sedimentares pré-Bambuí mais completas, onde estão representadas duas grandes transgressões. Estendendo-se sob a bacia Bambuí (constatado por levantamentos sísmicos, Braun et alii, 1993), os grupos transgressivos "B" (Canastra) e Traíras e o grupo regressivo Paranoá vão provavelmente reaparecer na Bahia sob a denominação de Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. Na parte sul da atual área de ocorrência, onde os carbonatos do subgrupo Paraopeba transgridem os arenitos do chamado Espinhaço Superior, há, portanto, um grande hiato, representado pela ausência dos espessos pacotes daqueles grupos.

As datações isotópicas vêm delimitando cada vez mais precisamente a idade vendiana (550-700ma) para o grupo. A idade da penúltima transgressão pré-Bambuí (grupo Traíras - formação Morro do Chapéu) também parece confirmar-se como meso-ripheana (1000-1300ma). Assim, a deformação responsável pela discordância pré-Bambuí parece confirmar-se como greenvilleana. Por outro lado, os estudos micropaleontológicos vêm revelando ricas floras algálicas tanto no grupo Bambuí como nas seqüências subjacentes (Fairchild e Subacius, 1986, Quadros, 1987 e Simonetti, 1992), o que em breve poderá propiciar um eficiente zoneamento bioestratigráfico.

Poucas dúvidas restam de que as camadas do grupo Una, dispersas nas áreas de ocorrência do alto Paraguassu, do Salitre e de Irecê, na Bahia, tiveram continuidade com as camadas Bambuí; como ainda é provável que o tivessem outras ocorrências isoladas, como de Euclides da Cunha e Rio Pardo, também na Bahia, e Pouso Alegre, em Minas Gerais (fig. 1).

Este lençol calcário, estendendo-se discordantemente sobre um embasamento



complexamente arranjado e de variáveis idades, de ripheanas a arqueanas, apenas com delgados leques conglomeráticos na sua base, parece ter um significado singular: uma rápida invasão marinha, propiciando a ampla expansão de um sistema carbonático por uma região continental.

Parece cada vez mais confirmar-se a direção regional NW-SE, desmembrada em duas componentes confinadas, para os esforços tangenciais que deformaram o grupo (Braun, 1990). Sobrepondo-se às dobras de eixos mais ou menos meridianos, são notáveis os deslocamentos N-S ao longo de falhas oblíquas associados a dobras assimétricas e cavalgamentos, como em Irecê, na Bahia, e ao longo do Espinhaço entre Lagoa Santa, em Minas Gerais, (principalmente entre Monjolo e Conselheiro Mata) e Palmas do Monte Alto, na Bahia.

Os poucos estudos, objetivando levantar as direções de sedimentação, vêm confirmando a ideia antiga dos principais vetores de distribuição sedimentar do sub-grupo Paraopeba se dirigirem de sulsudoeste para nornordeste (Braun, 1881), assim como nas unidades mais novas do seu embasamento (supergrupo Araí, grupos Macaúbas, Santo Onofre e Chapada Diamantina), dirigirem-se de sudeste para noroeste e nornoroeste.

## DÚVIDAS

Devido à semelhança das litofácies do grupo Bambuí com as sequências subjacentes e o seu envolvimento tectônico, é muito difícil a identificação e o mapeamento do contato basal no bordo ocidental. Remanescentes isolados das camadas Bambuí, como nas proximidades de Patos de Minas, preservados por falhas ou em paleodepressões, jazem sobre rochas muito intemperizadas do supergrupo Araí. Por outro lado, é possível que a Formação Três Marias transgrida o sub-grupo Paraopeba, ficando em contato direto com os calcários e siltitos do grupo Traíras (na região entre Nova Roma, em Goiás, e Unaí, em Minas Gerais. Conseqüentemente, grande parte desses contatos não estão devidamente cartografados.

No bordo oriental, salvo as áreas cobertas por sedimentos mais recentes, o contato é bem cartografável; todavia, equívocos conceituais aliados a ausência de mapas de detalhe ainda mantêm as representações cartográficas erradas. Como já foi demonstrado (Braun, 1979, 1993), o postulado limite do Craton do São Francisco por falhas de empurrão, no bordo sudeste, terá que ser revisto em face da comprovação do contato natural discordante.

Além das relações estruturais e estratigráficas com as sequências subjacentes, as unidades estratigráficas do sub-grupo Paraopeba ainda não estão cartografadas e a distribuição faciológica lateral ainda é pouco conhecida. Outro problema em aberto em amplas áreas é a distinção dos conglomerados do subgrupo Paraopeba dos do grupo Macaúbas. No que tange a prospecção de hidrocarbonetos, ainda há muitas dúvidas quanto aos geradores, à migração e aos sistemas acumuladores.

## CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Por falta de catografia geológica de detalhe, o grau de desconhecimento desta região, definida como Bacia do São Francisco, ainda parece relativamente grande. Como já se referiu anteriormente, em uma área de complexa Geologia, é necessário um controle topográfico preciso das descontinuidades estruturais e estratigráficas para iniciar-se qualquer interpretação estrutural.

Hoje as boas bases cartográficas, a cobertura de imagens de sensores remotos, os recursos de geoposicionamento, de processamento de imagens e de sistemas de informações geográficas (GIS) facilitam uma cartografia geológica refinada e deverão ser utilizados no mapeamento geológico desta região. Todas as informações prévias (geológicas, geofísicas, geoquímicas, etc.) deverão ser consolidadas em banco de dados gráficos associáveis às imagens (GIS). Entretanto é de fundamental importância a utilização estereoscópica das aerofotos de todas as escalas disponíveis. Esta utilização acrescentará resolução geométrica à excelente resolução espectral das imagens obtidas por satélites. A negligência deste procedimento aliado à inobservância dos preceitos da Cartografia (Geometria Descritiva) tem sido a principal causa dos equívocos geológicos. Aconselha-se, portanto, aos orientadores de teses de Geologia Estrutural que escolham pequenas áreas de maneiras a permitir um rigoroso controle topográfico (com instrumentação geodésica adequada); assim os mapas resultantes poderão ser associados às demais informações geográficas.

A Geologia deverá ser consolidada em mapas na escala de 1:100.000, a partir de levantamentos feitos nas escalas adequadas às dimensões dos corpos e descontinuidades de cada área. A litoestratigrafia deverá ser feita por caracterização de sequências, procurando-se levantar o maior número de indícios dinâmicos da distribuição sedimentar.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRAUN, O.P.G., 1979. Alguns Comentários Sobre a Formação Macaúbas e a Evolução Tectônica do Espinhaço. Atas do I Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Soc. Bras. de Geol., bol. (1):31-46.
- BRAUN, O.P.G., 1981. Uma Discussão Sobre Alguns Aspectos geotectônicos e Estratigráficos das Sequências Pré-Cambrianas do Centro-Leste de Goiás. In: Ata do 1o. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Soc. Bras. de Geologia, Goiânia.:pp. 9-29.
- BRAUN, O.P.G., 1982. Novas Contribuições à Estratigrafia e aos Limites do Grupo Bambuí. Anais do XXXII Congr. Bras. de Geol., Salvador, vol(1):260-268.
- BRAUN, O.P.G., MELLO, U., DELLA PIAZZA, H. 1990. Bacias Proterozoicas Brasileiras com Perspectivas Exploratórias Para Hidrocarbonetos. Rio de Janeiro. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS. Rio de Janeiro.:pp.115-132.
- BRAUN, O.P.G., 1993. Uma Análise Crítica do Contato Basal do Grupo Bambuí nos Arredores de Cardeal Mota, em Minas Gerais e Sua Implicação nas Interpretações da Evolução Geotectônica da Bacia do São Francisco. Anais do II Simp. Sobre Craton do São Francisco. Soc. Brasileira de Geologia - Núcleo Bahia/Sergipe. Salvador:pp 215-217.
- BRAUN, O.P.G., MARTINS, M., OLIVEIRA, W.J., 1993. Continuidade das Sequências Rifeanas sob a Bacia do São Francisco, Constatada por Levantamentos Geofísicos em Minas

- Gerais. Anais do II Simp. Sobre o Craton do São Francisco. Soc. Brasileira de Geologia - Núcleo Bahia/Sergipe. Salvador: pp 164-166.
- FAIRCHILD, T. R. e SUBACIUS, S. M. R. 1986. Microfossils Associated with Silicified *Stratifera undata* KOMAR 1966 From the Proterozoic Bambuí Group, South-Central Brazil. *Precambrian Research*, 33: 323-339.
- QUADROS, L.P. 1987. Ocorrência de Acrítarchae (Microfósseis Marinhos) em Sedimentos do Pré-Cambriano na Área de Januária, MG, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 1(2): 239, ago/dez.
- SIMONETTI, C. 1992. Paleobiologia de Sedimentos Proterozoicos da Porção Setentrional da Bacia Sedimentar do São Francisco. Exame de Qualificação no Nível de Mestrado. Universidade de São Paulo. Departamento de Geociências. São Paulo. pp. 70.

17

A

B

C

D

E

F

20

G

H

I

J

K

L

M

N

O

P

Q

R

S

T

U

V

W

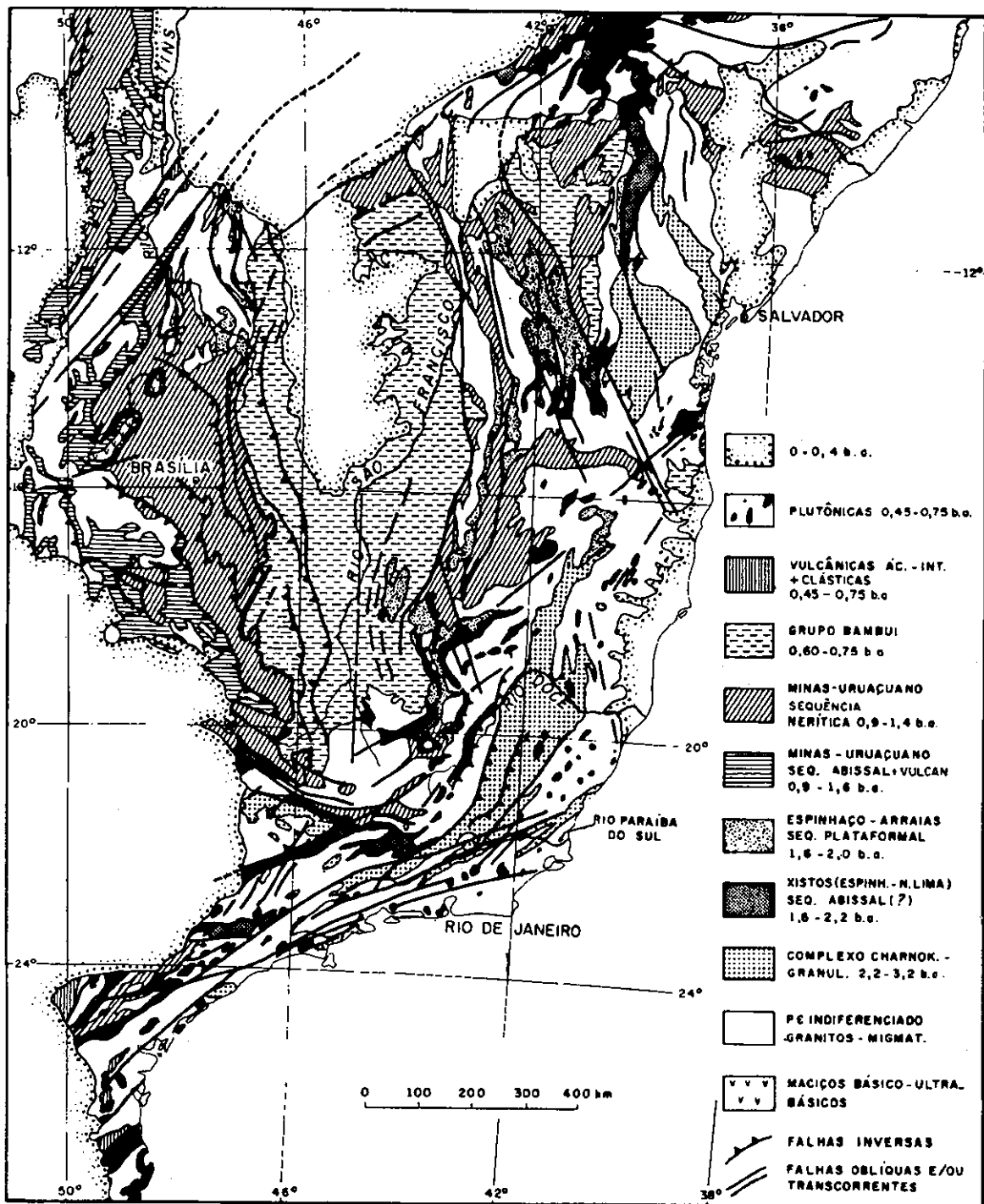


Fig.1 - ESTRATIGRAFIA DO QUADRANTE SUDESTE DO BRASIL

(MODIFICADO DE BRAUN, 1982)

# BACIA DO SÃO FRANCISCO

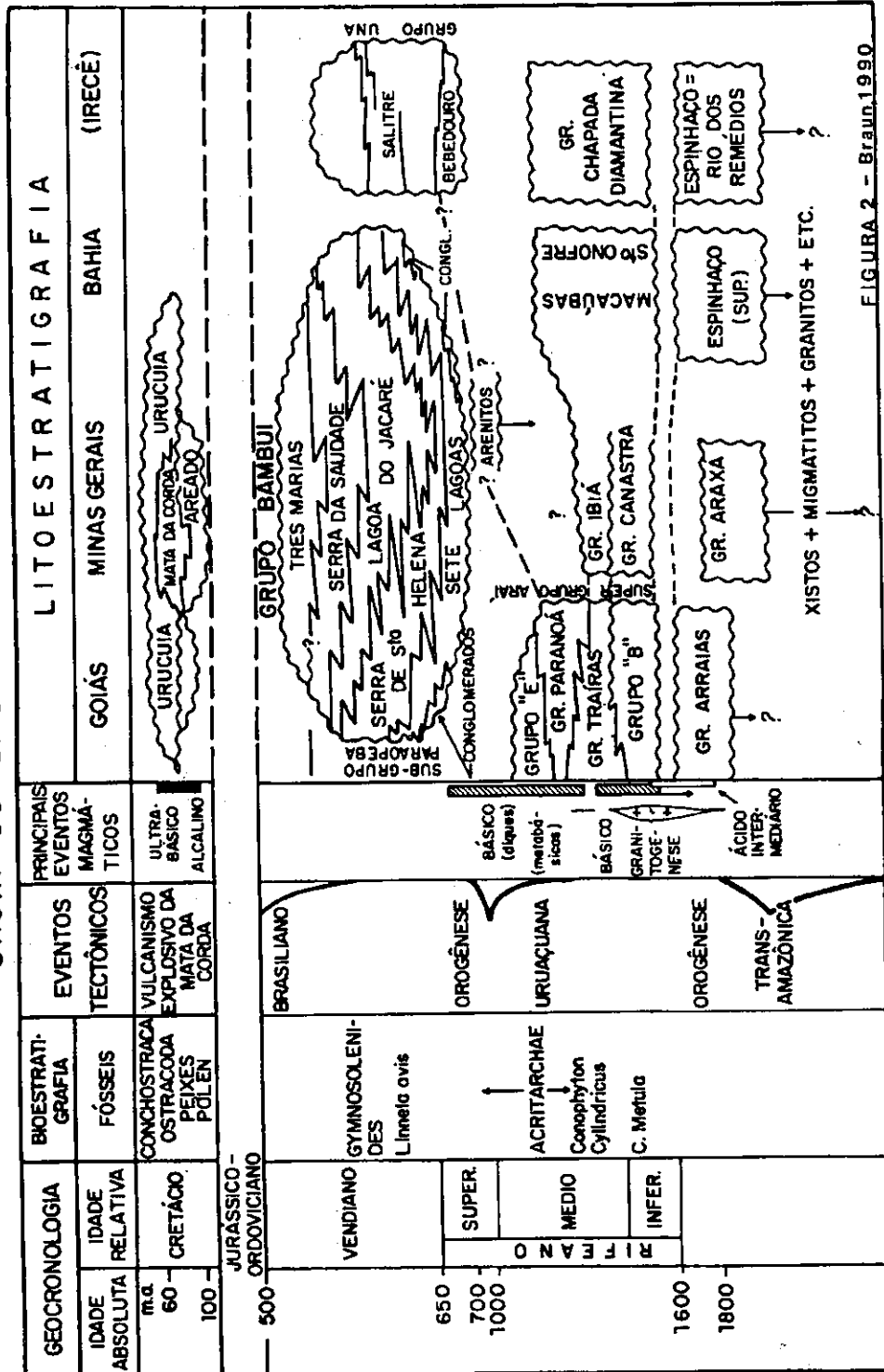


FIGURA 2 - Braun, 1990

## IDADES K-AR DOS BASALTOS MESOZÓICOS DA REGIÃO DO ESPINHAÇO MERIDIONAL (MINAS GERAIS-BRASIL)

L.A. DOSSIN<sup>1</sup>  
T.M. DOSSIN<sup>1</sup>

J. CHARVET<sup>1</sup>  
M.G. BONHOMME<sup>2</sup>

<sup>1</sup>URA/CNRS/1366, GDR 069, LABORATOIRE GÉOLOGIE STRUCTURAL, UNIVERSITÉ D'ORLÉANS, B.P.6759, 45067-ORLÉANS CEDEX 2-FRANCE.

<sup>2</sup>INSTITUTE DOLOMIEU, CNRS/GDR 69, 15, RUE MAURICE GIGNAIT, 38031-GRENOBLE-FRANCE.

### INTRODUÇÃO

Enxames de diques de diferentes idades são conhecidos em toda a região leste do Brasil, (Sial *et al.*, 1984). Na porção sul da Cordilheira do Espinhaço, importantes sistemas são relacionados às diversas etapas de evolução do Proterozóico, mas registros da tectônica mesozóica, abundantes em todo o litoral do país, não são aí caracterizados. Neste trabalho, é descrito um sistema de diques de rochas básicas na Região do Espinhaço, o qual corta todas as unidades e estruturas precambrianas. Os resultados de estudos geocronológicos destas rochas, usando a sistemática K-Ar, são também apresentados.

### QUADRO GEOLÓGICO

A cordilheira do Espinhaço é uma faixa de dobramentos de estruturação brasileira (650 - 450 Ma) (Teixeira, 1985; Siga Jr. *et al.*, 1987), a qual delimita a sudeste o Craton São Francisco. Sequências metassedimentares proterozóicas de baixo grau de metamorfismo estão aí sobrepostas aos terrenos altamente metamórficos do embasamento arqueano (Fig.1). A geologia da região tem sido objeto de inúmeros estudos (Almeida & Hasui, 1984; Schobbenhaus *et al.*, 1984; Uhlein, 1991; entre outros).

Regionalmente, as estruturas brasileiras e todo o conjunto litoestratigráfico são cortados por um sistema de diques associados à *mise en place* de rochas básicas. Estes diques não tem uma orientação preferencial, ocupando sistemas de fraturas preexistentes das rochas encaixantes. Eles são lineares principalmente subverticais e usualmente com espessuras de 5 a 10 metros. O *réseau* é de baixa densidade e o frequente estado de alteração intempélica dos diques faz com que somente sob condições de campo excepcionalmente favoráveis, os estudos petrográficos sejam possíveis, dificultando o reconhecimento do sistema e sua cartografia. Não existem bacias de sedimentação e nem foram identificados derrames associados a este episódio intrusivo.

### PETROGRAFIA

Em geral, os diques são basaltos e diabásios de granulação fina. Nestas rochas as texturas mais frequentes são intergranular e intersertal. A composição mineralógica comum a todos os diques da província estudados é plagioclásio + augita + óxidos de Fe-Ti · olivina. O plagioclásio, mineral mais abundante em todas as rochas, desenvolve-se em cristais euédricos de hábito tabular e chega a representar até 70% em volume da rocha, localmente, alguns cristais atingem dimensões milimétricas a centimétricas, caracterizando uma textura porfirítica. Tanto os pórfiros quanto os cristais da matriz são frequentemente zonados, variando em composição de andesina a labradorita. Os espaços intersticiais, entre os cristais de plagioclásio, são ocupados por augita e/ou uma associação de augita e olivina, ou assembléias criptocristalinas resultantes da desvitrificação de vidro basáltico. A olivina é encontrada sob a forma de relictos, estando normalmente transformada em idinsigita. Não foram identificadas paragêneses de metamorfismo nem qualquer registro de deformação.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Oito determinações isotópicas foram feitas utilizando-se o método K-Ar sobre rocha total. Os dados geocronológicos foram obtidos segundo o método descrito por Bonhomme *et al.* (1975), ligeiramente modificado para as análises de Ar. As constantes utilizadas são aquelas de Steiger & Jäger (1977) e os cálculos de erro utilizam o procedimento de Mahood & Drake (1982). Os valores dos padrões interlaboratoriais analisados considerados encontram-se publicados em Santos & Bonhomme (1993). Na Tabela I são apresentados os resultados analíticos obtidos.

Todas as amostras tem idades entre aproximadamente 220 e 170 Ma. A principal fase mineral contribuindo para estas idades é plagioclásio sem qualquer traço de alteração metamórfica, e os resultados são reconhecidos como idades de cristalização das rochas.

Dois episódios intrusivos parecem ser assinalados. O primeiro, em torno de 190 Ma, indicaria o pico da atividade magmática no final do

Triássico. O segundo grupo, registra um novo período de atividade a aproximadamente 170 Ma, correspondente à base do Jurássico.

A análise n° 2, que indica 219 Ma, pode ser referente a um período de intrusão ainda mais antigo ou excesso de Argônio 40 radiogênico, mas no momento o significado geológico deste resultado é a precisar.

O registro isotópico de várias fases de intrusões de diques não é corroborado pelas observações do sistema no terreno dado ao caráter segmentário e ao estado de alteração da maioria dos afloramentos. Estudos químicos seriam, neste contexto, úteis à verificação deste modelo e permitiriam, eventualmente, a caracterização de câmaras magmáticas múltiplas, fracionando independentemente e com períodos de atividade não sincrônicos.

## CONCLUSÕES

Ao curso do Mesozóico, episódios de distensão crustal atingiram a Região do Espinhaço Meridional. As taxas de extensão aí foram relativamente baixas com formação de um sistema de diques por fraturação das rochas regionais e injeção de magmas, sem estruturação de bacias.

Os dados isotópicos situam o evento magmático no Triássico Superior - Jurássico Inferior, indicando que os diques são anteriores aos principais sistemas da região leste do país, os quais são associados ao abundante magmatismo basáltico que acompanhou a fragmentação do *Gondwana* oeste e à abertura do Atlântico sul no Jurássico Superior.

As idades encontradas indicam sincronismo com o início do vulcanismo à base da pilha vulcânica no *Karoo*, na África (~190 Ma segundo Hunter *et al.*, 1984), e com os doleritos da *Transantartic Mountains*, Antártica (Paleozóico Superior - base do Mesozóico segundo Sheraton *et al.*, 1984), as quais

são manifestações magmáticas relacionadas à fragmentação inicial do *Gondwana*. (Fig.2)

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

- Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (1984): O Precambriano do Brasil, *Edgar Blücher, São Paulo, 378p.*
- Bonhomme, M.G.; Thuizat, R.; Pinault, Y., Clauer, N.; Wendling, R. & Winkler, R. (1975): Méthode de datation potassium-argon - Apareillage et tectonique., *Inst.Géol., Université L. Pasteur, Strasburg, Notes Tech. N°3 (Inéd.)*.
- Elliot, D.H. (1975): Tectonics of Antarctica: a Review., *American Journal of Science*, v. 73(-A), p. 45 - 106.
- Hunter, D.R.; Reid, D.L. (1984): Mafic Dyke Swarms in Southern Africa., In: HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms. Geol. Assoc. Canada, Special Paper 34*, p. 445 - 456.
- Mahood, G.A. & Drake R.E. (1982): K-Ar dating young volcanic rocks a case study of the Sierra la Primavera, Jalisco Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 1232-1241.
- McWilliams, M.O. (1981): Paleomagnetism and Precambrian Tectonic Evolution of Gondwana. In: A. Kröner (Ed.), *Precambrian Plate Tectonics.*, Elsevier, p.649 - 687.
- Santos, R.P. & Bonhome, M.G. (1993): Datação K-Ar de argilas associadas à mineralizações e aos processos diagenéticos, em relação com a história de abertura do Atlântico Sul, (in press).
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. & Asmus, H.E. (1984): Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, *Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, Brasil, 501p.*
- Sheraton, J.W.; Thomson, J.W.; Collerson, K.D. (1984): Mafic Dyke Swarms of Antarctica. In: Halls, H.C. & Fahrigr, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms. Geol. Assoc. Canada, Special Paper 34*, p. 419 - 432.
- Sial, A.N.; Oliveira, E.P. & Choudhuri, A. (1984): Mafic Dyke Swarms of Brazil., In: Halls, H.C. & Fahrigr, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms., Geol. Assoc. Canada., Elsevier, p.467 - 481.*
- Siga Jr., O.; Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Teixeira, W.; Kawashita, K. & Van Schmus, W.R. (1987): Contribuição ao Estudo Geológico e Geocronologia da Porção Nordeste de Minas Gerais., In: *IV Simp.Geol.Minas Gerais, Ann.Soc.Bras.Geol., Minas Gerais, 7:29-44.*
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet Sci. Lett.*, 36:359-362.
- Teixeira, W. (1985): A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Craton São Francisco com base em Interpretações Geocronológicas., *Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 207p.(Inéd.)*.

N° Análise	K <sub>2</sub> O (%)	$^{40}\text{Ar rad}$ (%)	$^{40}\text{Ar rad}$	Idades (Ma±1σ)	$^{40}\text{K}$	$^{40}\text{Ar}$
		$^{40}\text{Ar tot}$	(nl/g)		(x10 <sup>9</sup> )	$^{36}\text{Ar}$
1	1,59	91,0	10,44	192,7±4,2	253,7	3,294
2	1,38	94,7	10,34	219±5	394,4	5,619
3	1,28	94,0	8,32	191,0±4,2	397,3	4,946
4	1,30	94,7	8,61	194,5±4,3	439,3	5,596
5	1,36	96,1	8,69	187,8±4,1	680,5	7,661
6	1,32	95,5	9,12	202±5	500,6	6,526
7	1,35	93,0	7,86	171,9±3,9	374,6	4,221
8	1,40	94,2	8,10	170,9±5,7	461,2	5,098

TABELA I: Dados Analíticos K-Ar. Análises efetuadas no Laboratório de Geocronologia do Institut Dolomieu (Grenoble).

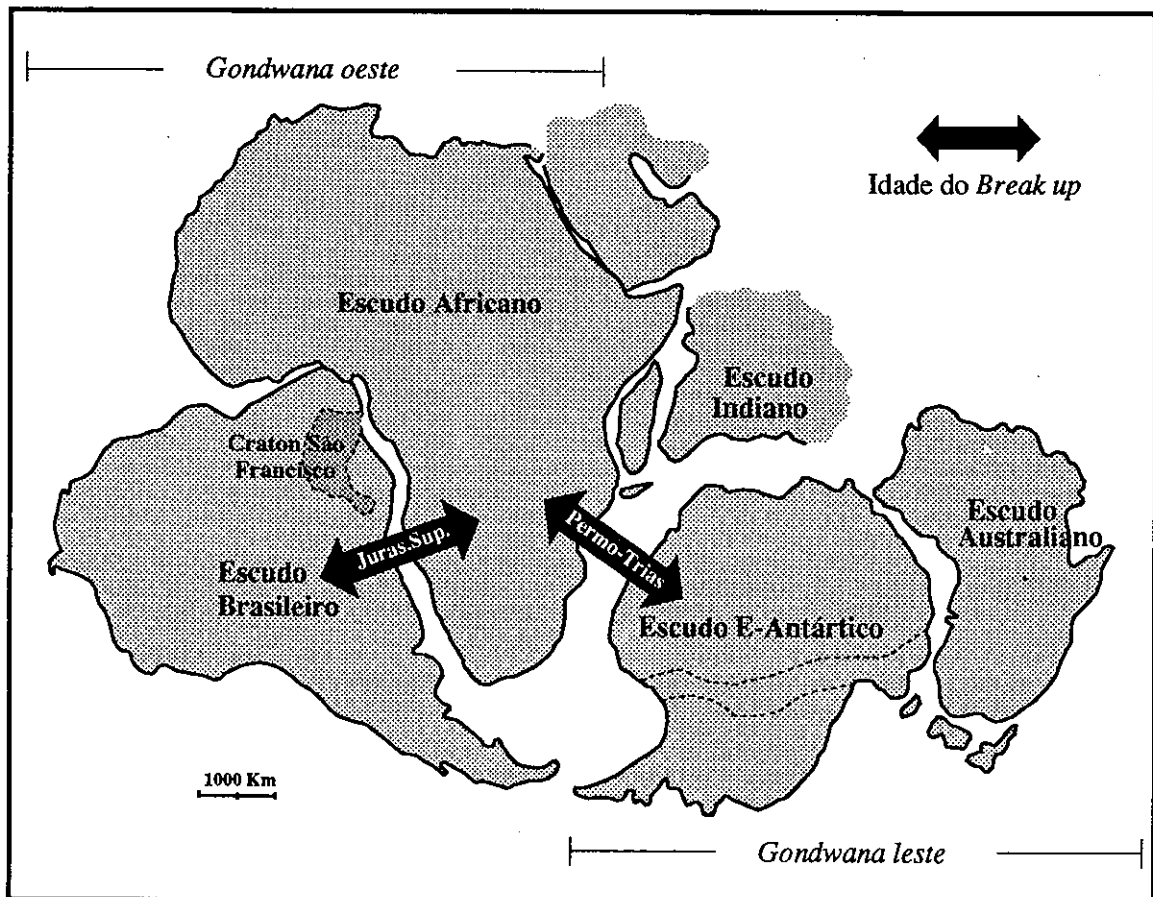


Fig. 2: Configuração do *Gondwana* numa reconstituição *pre-drift* (modificado de McWilliams, 1981).

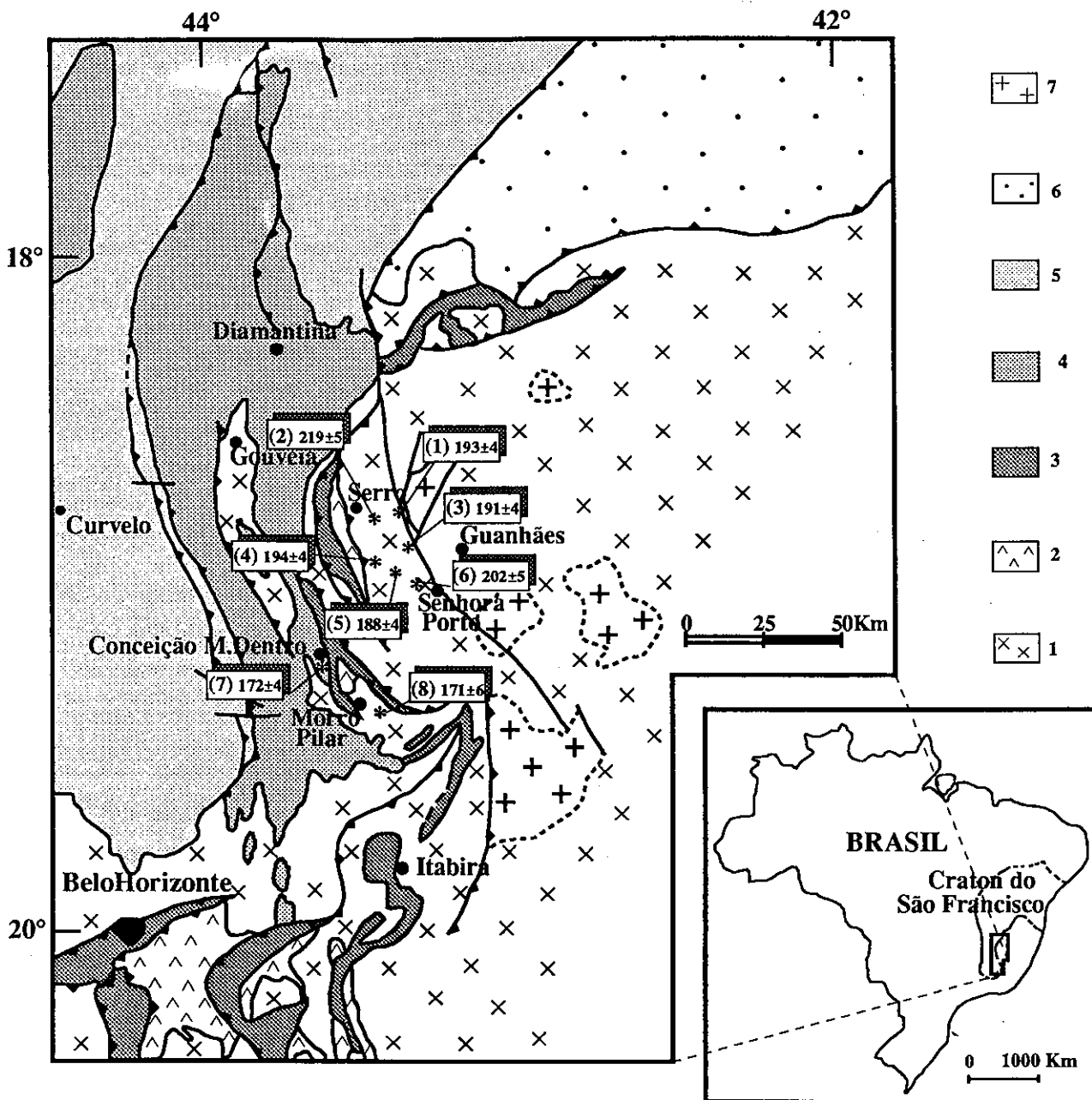


Fig.1: Mapa geológico da região do Espinhaço Meridional com a localização das amostras analisadas. (1) Embasamento arqueano; (2) Sequências vulcano sedimentares; (3) Supergrupo Minas e sequências correlatas; (4) Supergrupo Espinhaço; (5) Supergrupo São Francisco; (6) Complexo Salinas e (7) Granitos *s.l.*



## BACIA DO SÃO FRANCISCO: UMA FRONTEIRA EXPLORATÓRIA NA PESQUISA DE PETRÓLEO DO BRASIL

**MARIELA MARTINS**

**LINO BRITO TEIXEIRA**

**OSCAR P.G. BRAUN**

PETROBRÁS - DEPEX/DITEC/SEBINT (RIO DE JANEIRO)

Há cerca de 200 anos foi documentada pelo Pe. Dr. Joaquim Veloso de Miranda a primeira descrição de indícios de hidrocarbonetos na Bacia do São Francisco. Conforme reportado pelo historiador mineiro Waldemar de Almeida Barbosa, após achar estranha a ocorrência de um óleo com cheiro de pês na região de Urucuia, o padre teria enviado amostras a Lisboa. Fez também um comunicado oficial ao ministro D. Rodrigo de Souza Coutinho onde consta: "Na passada frota, enviei para o Museu Real dois frascos com um óleo com cheiro de pês, que se encontra nos charcos de um lugar chamado Urucuia termo de Paracatu, o qual óleo queima com fumaça negra e muito fedorenta e se agarra as cousas que lhe ficam perto e envenena o gado que por descuido bebe as águas onde ele se acha."

### HISTÓRICO DAS ATIVIDADES

As primeiras avaliações do potencial petrolífero da bacia só começaram na década de 60, quando a Petrobrás realizou ali algumas campanhas exploratórias. Os resultados destes trabalhos indicaram prospectividade muito baixa ou mesmo nula para o Grupo Bambuí (Moore, 1964; Oliveira, 1962 e Prade, 1970). Em decorrência destes resultados as pesquisas estiveram desativadas até 1976. Novas avaliações consideraram as possibilidades da bacia de regulares a ruins, com perspectivas restritas à pesquisa de gás conforme consta nos relatórios de Tomasi et alii (1977) e Della Piazza e Sztamari (1977).

Na década de 80, a constatação de inúmeras emanções superficiais de gás do Bambuí despertou as atenções da Petrobrás. Foram realizadas várias pesquisas de campo, catalogando-se vários "seeps" (Melo e Jesus, 1987), destacando-se o de Remanso do Fogo (município de Buritizeiro, MG) com notáveis borbulhamentos nas águas do Rio Paracatu. Já havia sido constatada produção subcomercial de gás durante a perfuração de alguns poços para água pelo DNOCS (Departamento Nacional de Obras Contra as Secas), inclusive com um início de incêndio no equipamento de perfuração.

Os gases amostrados em Remanso do Fogo foram analisados no laboratório do CENPES (PETROBRÁS), que concluíram pela origem termoquímica com alguma fração bioquímica. A composição predominante é de metano (CH<sub>4</sub>), tendo

sido constatados também traços de gases mais pesados e de hélio em muitas destas emanções (Babinski e Santos, 1987). A vazão acumulada de gás numa única área de emanção na confluência dos rios Paracatu e São Francisco foi calculada em  $10 \times 10^6$  m<sup>3</sup> / ano, utilizando uma aparelhagem rudimentar desenvolvida no CENPES (Babinski e Santos, 1990). Os mesmos autores calcularam em cerca de  $58 \times 10^3$  m<sup>3</sup> a vazão de hélio por ano.

Perfurou-se também três poços profundos visando a obter informações quanto aos possíveis reservatórios e geradores da bacia. Foi obtida vazão subcomercial de gás em reservatórios carbonáticos dos poços 1-RF-1-MG (Remanso do Fogo) e 1-MA-1-MG (Montalvânia). Recentemente foram realizados levantamentos gravimétricos, magnetométricos, de sísmica de reflexão e magnetotélúricos em uma área de cerca de 22.000 km<sup>2</sup> nas proximidades do poço 1-RF-1-MG (Teixeira et alii, 1993), (fig.1).

A Metamig, executando contrato para a PETROBRÁS, realizou ainda nesse tempo uma investigação abrangendo a porção mineira da bacia e reportou mais um conjunto de emanções importantes, onde se destaca o "seep" do Rio Indaiá, próximo à represa de Três Marias (Araújo, 1989).

### GERAÇÃO, MIGRAÇÃO E RESERVATÓRIOS

Segundo Melo et alii, 1991, "existem excelentes rochas geradoras, especialmente na faixa Paracatu - Vazante, a sudeste de Brasília; aí foram encontradas espessas seções com até 700 m de espessura e com carbono orgânico quase sempre acima de 3%...Tais estudos concluíram que a matéria orgânica analisada está sempre no estágio super maduro ou senil com possibilidades atuais, praticamente, nulas para geração de hidrocarbonetos." Esta constatação pode significar que as rochas geradoras estariam depletadas do seu conteúdo original devido ao seu elevado estágio de maturação aliado à idade destes sedimentos.

A migração destes hidrocarbonetos, a exemplo de outras áreas no mundo, poderia, em tese, ocorrer a longa distância. Não se deve, entretanto descartar a possibilidade de os gases estarem sendo gerados nos pelitos intercalados aos níveis de carbonatos. Os selos potenciais seriam os folhelhos, margas e calcilitos muito comuns no grupo Bambuí, já que não se conhecem seqüências evaporíticas na estratigrafia da

bacia. Os "seeps" indicam também que a tectônica criou mecanismos que destruíram parcial ou totalmente as armadilhas estruturais ("traps"), colocando os reservatórios em comunicação com a superfície por meio de fraturas. A análise das imagens de satélites das áreas dos rios Paracatu, Urucuaia, Borrachudo e Indaiá mostra que as emanções de gás estão controladas mormente por uma rede de fraturas.

Um dos pontos críticos na avaliação da bacia têm sido os reservatórios. Os testes realizados durante a perfuração dos poços indicaram reservatórios com baixíssima permo-porosidade. Devido ao grau de diagênese destas rochas, os melhores reservatórios seriam dolomitos e calcarenitos microfraturados e com porosidade secundária (dissolução), que poderiam estar preservados nas partes mais profundas da bacia. A Formação Três Marias possui lentes de arenitos arcosianos que poderiam também constituir bons reservatórios nestas áreas.

Teixeira et alii (1993) observaram um espessamento da seqüência sedimentar do Grupo Bambuí para sudoeste da região de Remanso do Fogo - Urucuaia, onde ocorrem as exsudações de gás. Os dados geofísicos indicam a presença de uma coluna sedimentar maior e mais completa, inclusive com sedimentos da Formação Três Marias e de coberturas fanerozóicas. Estes fatores sugerem maiores profundidades de soterramento, o que favoreceria os processos de geração e trapeamento. Nesta área também ocorre um tectonismo compressivo com estruturas de cavalgamento, confirmado pelo levantamento sísmico, propiciando a formação de boas armadilhas estruturais.

## PESQUISA DE PETRÓLEO NO PROTEROZÓICO DO MUNDO

Apesar de ainda serem considerados uma fronteira exploratória, os sedimentos do Proterozóico têm sido alvo de investigação em diversos países do mundo. Exsudações de óleo e gás são conhecidas em muitas rochas de idade proterozóica em diversos continentes. Também são conhecidas excelentes rochas geradoras com maturidade térmica baixa nestas bacias. Recentemente o estudo de biomarcadores tem permitido demonstrar que muitos óleos de reservatórios proterozóicos e até mais jovens possuem geradores Precambrianos.

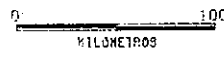
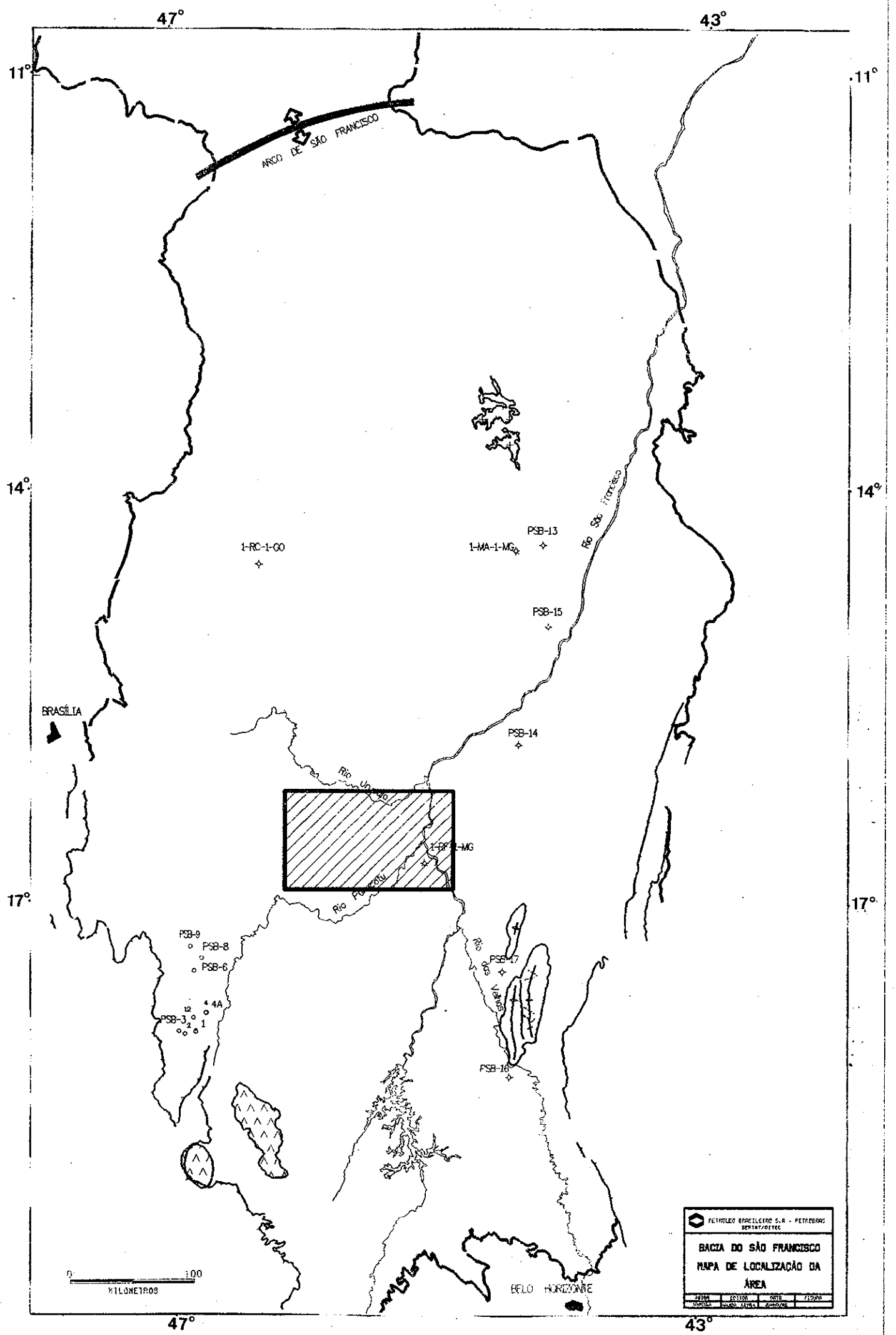
Em 1963, foram descobertos "seeps" de gás em sedimentos proterozóicos da bacia de Amadeus, Austrália. Quase 20 anos depois, foi confirmado o campo de gás Dingo, a maior acumulação de hidrocarboneto já descoberta no Proterozóico da Austrália até o recente, com reservas da ordem de  $8,5 \times 10^9$  metros cúbicos de gás "in-place" (Deckelman, 1992). Na Bacia de Irkutsk, antiga União Soviética, foram encontradas reservas da ordem de 80 a 100 milhões de barris de óleo e 62 bilhões de metros cúbicos de gás em rochas proterozóicas da Plataforma

Siberiana (Krayushkin e Lushpey, 1987). Estas reservas só não foram ainda explotadas por concorrerem com outras mais estratégicas do ponto de vista econômico. O maior campo de gás na China está situado em carbonatos do Proterozóico superior da Bacia de Sichuan e possui provavelmente um gerador proterozóico (Walter, 1992). Os Estados Unidos também está realizando investigações neste tipo de bacia, com investimentos em sísmica de reflexão, pesquisas pelo método magnetotelúrico e perfuração de poços.

No Brasil, a PETROBRÁS continua seu trabalho de avaliação da Bacia do São Francisco, com previsão de um levantamento magnetotelúrico regional, a fim de conhecer melhor o seu arcabouço estrutural. Carece-se também de mapeamentos em escalas maiores que 1:250.000, que permitiriam melhorar o conhecimento dos ambientes de sedimentação destas coberturas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, M.C. 1988. Projeto de Cadastramento de poços artesianos, poços para mineração e levantamento de indícios de hidrocarbonetos. Convênio METAMIG - PETROBRÁS. Relatório de Atividades.
- BABINSKI, N.A. e SANTOS, R.C.R. 1987. Caracterização geoquímica das exsudações de Buritizeiro, MG, Bacia do São Francisco. Rio de Janeiro: PETROBRÁS - CENPES. Relatório interno.
- BABINSKI, N.A. e SANTOS, R.C.R. 1990. A prospecção geoquímica de superfície na PETROBRÁS. Análise dos resultados exploratórios. Rio de Janeiro: PETROBRÁS - CENPES. Relatório interno.
- DECKELMAN, J.A., 1992. The Dingo Field: Unlocking a Central Australian Treasure of Proterozoic Gas. in: Exploration Frontiers in Asia and Western Pacific. Convention Abstracts. AAPG International Conference and Exhibition. Sydney, Australia.
- DELLA PIAZZA, H. e SZATMARI, P. 1977. Projeto Bambuí - Estratigrafia e tectônica regional da Bacia do São Francisco. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- KRAYUSHKIN, V.A. e LUSHPEY, M.M. 1987. Perspektiv neftegazonosti Proterozia. *Geologicheskii Zhurnal*. v.47 n.2, p.109-118.
- MELO, U. e JESUS, J.A. 1987. A exsudação de gás do Remanso do Fogo, Bacia do São Francisco. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- MELO, U.; DELLA PIAZZA, H. e JESUS, J.A. 1991. Possibilidades petrolíferas da Bacia Proterozóica do São Francisco. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- MOORE, B. 1964. *Geological reconnaissance of north São Francisco Basin and adjacent areas*. Belém: PETROBRÁS. Relatório interno.
- OLIVEIRA, M.A.M. 1962. Reconhecimento geológico na parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- PRADE, G.O. 1970. *Ocorrência de gás em Montalvânia, Minas Gerais*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- TEIXEIRA, L.B.; MARTINS, M. e BRAUN, O.P.G. 1993. Evolução geológica da Bacia do São Francisco com base em sísmica de reflexão e métodos potenciais. II Simpósio sobre o Craton do São Francisco. *Anais. SBG*. Salvador, pp.179-181.
- TOMASI, E. et alii., 1977. Geologia regional do Grupo Bambuí. Rio de Janeiro: PETROBRÁS. Relatório interno.
- WALTER, M.R. 1992. Major Occurences of Proterozoic Petroleum. in: Late Proterozoic Geology, Sedimentary Geochemistry, & Petroleum Prospectivity of Australia. Research Workshop. Macquarie University, Australia.



**PETROLIO BRASILEIRO S.A. - PETROBRAS**  
SERV. GEOL.

**BACIA DO SÃO FRANCISCO**  
**MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA**  
**ÁREA**

ESCALA	1:100,000	1:200,000	1:500,000
PROJ. GEOGR.	UTM	UTM	UTM
PROJ. LOCAL	UTM	UTM	UTM

# RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE A APLICAÇÃO DE DADOS ESPECTRORADIOMÉTRICOS E GEOQUÍMICOS NA PROSPECÇÃO DE DEPÓSITOS AURÍFEROS TIPO MORRO DO OURO

**FLÁVIO HENRIQUE FREITAS-SILVA  
LAERTE GUIMARÃES FERREIRA JR.**

**PAULO ROBERTO MENESES  
MARCEL AUGUSTE DARDENNE**

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - BRASÍLIA, DF, BRASIL 70910-900

## INTRODUÇÃO

Produtos de sensoriamento remoto, principalmente as imagens obtidas com o sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat 5, tem sido utilizados com sucesso em regiões de clima semi-árido na prospecção mineral (Asley & Abrans 1980; Loughlin 1991; Sano & Paradella 1992). As informações depreendidas destas imagens relacionam-se em geral a produtos de alteração hidrotermal associados à mineralizações.

Estas informações consistem basicamente de feições espectrais diagnósticas de óxidos e hidróxidos de ferro e filossilicatos, passíveis de identificação nas imagens multiespectrais.

Entretanto, em países de clima tropical a subtropical como o Brasil, com extensas coberturas lateríticas e de vegetação, pouca atenção tem sido dada à informação espectral. O correto uso desta informação pressupõe um maior conhecimento tanto dos processos intempéricos quanto das relações litogeoquímicas que condicionam as feições espectrais de interesse à prospecção (Ferreira Jr. et al. 1993; Meneses et al. 1993).

Neste sentido tem se procurado avaliar as diferentes correlações entre as assinaturas litogeoquímicas e espectrais dos principais litotipos mineralizados em depósitos *Tipo Morro do Ouro* (DTMO), que possam ser posteriormente utilizadas no tratamento digital de imagens TM.

Estas correlações estão sendo inicialmente avaliadas através de amostragem dos litotipos mineralizados na região da mina de ouro do Morro do Ouro, localizada no município de Paracatu - MG. Entre as diferentes amostras coletadas e analisadas quimicamente, selecionou-se 4 amostras representativas dos principais litotipos mineralizados, para uma análise espectrorradiométrica.

## CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO DO MORRO DO OURO COM INTERESSE AO SENSORIAMENTO REMOTO

O depósito do Morro do Ouro está encaixado em uma seqüência de filitos carbonosos, fácies Morro do Ouro, pertencente à Formação Paracatu do Grupo Canastra que constitui o controle litoestratigráfico do depósito. Além deste controle, e do controle

metamórfico, a mineralização é fortemente condicionada pela tectônica, a qual promove a estruturação de regiões transtensivas em duplex subsidiários de grandes cavalgamentos (Freitas-Silva, 1991).

O ouro ocorre em "boudins" de quartzo predominantemente livre, associado a uma paragênese de sulfetos. Exceto esta sutil silicificação e os sulfetos a elas associados o depósito não apresenta as feições típicas de hidrotermalismo comuns em depósitos auríferos.

Toda a área mineralizada é capeada por uma espessa carapaça laterítica formada pelo intemperismo atuando em uma zona de falha (maior permeabilidade) anômala em sulfetos, presentes no protolito.

No Morro do Ouro foi levantado um perfil estratigráfico intempérico, onde os principais litotipos foram caracterizados como se segue (do topo para a base):

-CROSTA LATERÍTICA: crosta de coloração marrom-vermelha, onde dominam óxidos e hidróxidos de ferro, ausência completa de matéria orgânica do protolito original;

-FILITO MO-C: filito de coloração amarela avermelhada, onde todos sulfetos, eventuais carbonatos e parcialmente a sericita, já se encontram totalmente oxidados, a matéria orgânica original sobrevive como vestígios;

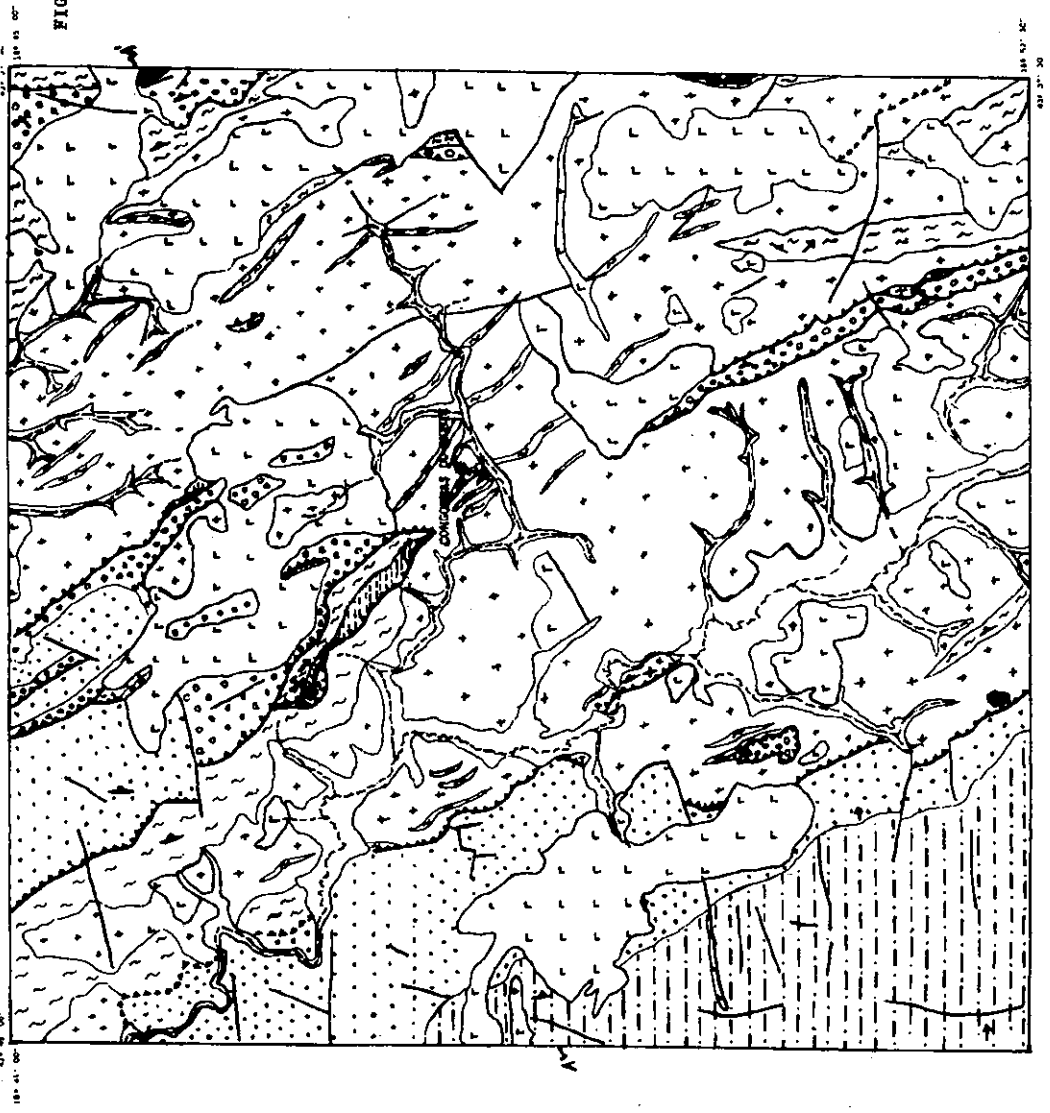
-FILITO MO-T: filito, geralmente de coloração esbranquiçada, em adiantado estado de oxidação com porções relativamente preservadas (litotipo intermediário entre MO-C e MO-B1);

-FILITO MO-B1: filito de coloração cinza, onde a matéria orgânica e sulfetos estão parcialmente preservados;

-FILITO MO-B2: filito de coloração cinza escura a negra, com mineralogia totalmente preservada do intemperismo (rocha fresca).

São justamente estas feições de intemperismo, oxidação do ferro e do carbono, peculiar das regiões mineralizadas, que se busca identificar através do sensoriamento remoto.

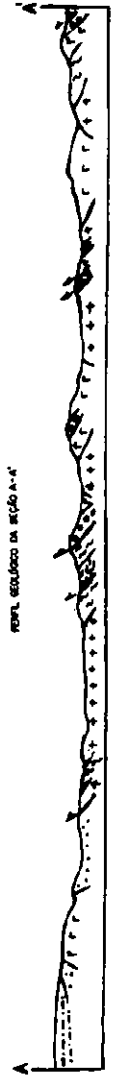
FIG. 5 - MAPA GEOLOGICO DA QUADRICULA DE CONGONHAS DO NORTE



**CONVENÇÕES**

- Cidade - CONGONHAS DO NORTE
- Drenagem
- Garimpo
- Lineamento
- Falha de empurrão
- Falha de empurrão inferida
- Xistosidade
- Lineação mineral
- QUATERNÁRIO
- PROTEROZOICO
- ROCHAS METABÁSICAS
- SUPERGRUPO ESPINHAÇO
- GRUPO DIAMANTINA
- FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL
- FORMAÇÃO SOFA-BRUNADINHO
- MEMBRO CAMPO SANPAIO
- NÍVEL E
- ARGUANO
- GRUPO COSTA SEVA
- GRUPO PEDRO FERREIRA
- SUPERGRUPO RIO PARANÁ
- COMPLEXO BASAL

0 2000m  
ESCALA



## GEOLOGIA DO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL ENTRE BARROÇÃO E PORTEIRINHA (MG)

**MARCELO LOPES VIDIGAL GUIMARÃES - (ECOGEO)**

**FERNANDO ANTÔNIO CROCCO-RODRIGUES - (DOCEGEO)**

**FRANCISCO ROBÉRIO DE ABREU - (DOCEGEO)**

**OSWALDO AMADO BELO DE OLIVEIRA - (DOCEGEO)**

**FERNANDO MARTINS GRECO - (DOCEGEO)**

Os dados e interpretações aqui apresentadas resultam do mapeamento geológico em escala 1:50.000 (ECOGEO, 1992) de uma área com 1325 Km<sup>2</sup> na região localizada entre Barroção e Porteirinha, norte do estado de Minas Gerais (figura 1). Os resultados deste trabalho permitiram uma compartimentação das diversas unidades geológicas aflorantes na região, as quais serão abordadas neste texto, e uma melhor compreensão da estruturação e evolução tectônica regional, que está sendo abordado em outro trabalho neste simpósio (CROCCO-RODRIGUES et al, 1993).

O arcabouço geológico da borda leste do Cráton do São Francisco entre Itacambira e Monte Azul no norte-nordeste de Minas Gerais (figura 1) está controlado por uma janela estrutural denominada aqui de Bloco Itacambira-Monte Azul (BIMA). A estrutura está configurada pela exposição, ao longo de uma faixa de 30 Km de largura, de rochas cristalinas formadas até o final do Ciclo Transamazônico. Delimitando a estrutura estão expostas rochas metassedimentares dos supergrupos São Francisco e Espinhaço, depositadas, respectivamente, durante o Proterozóico Superior e Médio. Toda a região estudada está inserida na Faixa Araçuai, na zona limítrofe com o cráton.

Na área mapeada o BIMA foi dividido em 6 unidades (figura 2): Complexo Metamórfico Córrego do Cedro (CMCC), Grupo Riacho dos Machados (GRM), Suite Granitóide Pedra do Urubu (SGPU), Suite Granitóide Gorutuba (SGG), Suite Monzonítica Paciência (SMP) e Suite Granítica Confisco (SGC). Ocorrem também corpos, metamorfisados, de rochas intrusivas, de composição máfica e ultramáfica, provavelmente de idades diversas. Estas unidades representam, na área, o embasamento do Grupo Macaúbas, unidade do Proterozóico Superior. Nos limites mapeados estão ausentes rochas pertencentes ao Grupo Bambuí e ao Supergrupo Espinhaço.

Foram reconhecidas ainda rochas intrusivas básicas fanerozóicas e coberturas detríticas, quaternárias, em superfícies de aplainamento.

A unidade Complexo Metamórfico Córrego do Cedro (CMCC) engloba as rochas mais antigas da região e é representada por gnaisses bandados, de composição granítica "sensu lato". Contém frequentemente intercalações métricas a decamétricas de anfíbolitos e de rochas metaultramáficas

(serpentinitos e talco-xistos). Todo este conjunto encontra-se intensamente dobrado, com dobras apertadas (observáveis na escala de afloramento, de fotos aéreas e em imagens de satélite) com flancos subverticais e eixos de direção NS, com mergulhos para N ou S. Efeitos locais de migmatização são evidenciados por estruturas do tipo "schlieren" e nebulítica.

Encaixadas no Complexo Córrego do Cedro, com contatos marcados por zonas de cisalhamento de médio e alto ângulo (40° a 70° de mergulho) encontram-se as rochas do Grupo Riacho dos Machados (GRM). Este agrupa xistos metassedimentares e rochas metaígneas, ocorrendo como faixas, de direção geral NS, segmentadas e distribuídas desde a cidade de Porteirinha até a localidade de Barroção. O tipo litológico dominante na unidade é um quartzo-biotita xisto com quantidades variáveis de plagioclásio, moscovita/sericita, clorita, granada e estauroлита. Ocorrem ainda intercalações métricas de formações ferríferas e de metaconglomerados polimíticos (com seixos de gnaiss e de quartzo). As rochas de provável origem ígnea constituem corpos isolados de espessura métrica a decamétrica, intercalados nos xistos metassedimentares. Tratam-se de anfíbolitos de granulação fina, xistos ultramáficos e ainda rochas, foliadas ou não, de composição ácida a intermediária. Especula-se sobre a existência de rochas vulcânicas no GRM, mas não foram identificadas até o momento texturas ou feições típicas que comprovem este fato. Ressalta-se que nas proximidades da cidade de Riacho dos Machados encontra-se a Mina de Ouro Fino, da CVRD, instalada sobre xistos do GRM afetados por zonas de cisalhamento (Fonseca, 1993).

Destacam-se ainda, no embasamento pré-Macaúbas, as rochas granitóides incluídas nas suites Granitóide Pedra do Urubu (SGPU), Gorutuba (SGG), Suite Monzonítica Paciência (SMP) e Suite Granítica Confisco (SGC). As duas primeiras constituídas por rochas graníticas (predominantes na SGPU) a tonalíticas (predominantes na SGG), com mineralogia a base de feldspato potássico e plagioclásio (em proporções variáveis), e de quartzo, com subordinada biotita, sendo comuns termos porfíricos com fenocristais de plagioclásio ou de feldspato potássico. A presença de foliação metamórfica definida por aglomerados recristalizados de feldspato, bem como

pela presença local de migmatização, indicam a presença de um metamorfismo em facies anfíbolito. Localmente encontram-se corpos anfíbolíticos cortando a SGPU e SGG. As unidades CMCC, SGPU e SGG foram deformadas e alteradas em zonas de cisalhamento onde se formaram rochas miloníticas com paragênese a quartzo+moscovita, com completa destruição de feldspatos. Feições semelhantes são observadas nas rochas do GRM.

A SMP é representada por rochas de composição monzonítica a quartzo-monzonítica, com fenocristais de feldspato potássico em meio a uma matriz constituída por quartzo (<15%), plagioclásio (entre 30 e 40% da rocha), além de aglomerados de biotita + anfíbolio (em torno de 15%). Uma foliação metamórfica só é observada localmente e está relacionada a um evento metamórfico de facies xisto verde, responsável pelos processos de saussuritização e cloritização da rocha.

Outras rochas intrusivas, menos frequentes, incluem os corpos da Suite Granítica Confisco (SGC), rochas metagábricas do tipo Espinhaço, além de corpos pegmatíticos. A SGC ocorre como pequenos corpos ou mesmo diques intrusivos no CMCC, SGPU, SGG e GRM. São compostos por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em proporções equivalentes, além de biotita. A textura é equigranular de grão médio e a rocha exibe ainda foliação incipiente.

Os metagabros ocorrem como soleiras e diques de largura métrica a decamétrica, intrusivos no CMCC, SGPU e SGG. São rochas de cor verde, grão médio a grosso, sendo constituídas essencialmente por plagioclásio intensamente saussuritizado e tremolita-actinolita. Assemelham-se muito com os metabasitos descritos na porção meridional da Serra do Espinhaço e datados por MACHADO et al. (1989) em 960 m.a..

É comum ainda, grande quantidade de veios pegmatóides decimétricos a métricos, constituídos essencialmente por quartzo+feldspato, sendo menos comum a ocorrência de moscovita e rara a presença de granada. São intrusivos no CMCC, SGPU, SGG e GRM, apresentando-se geralmente deformados e algumas vezes dobrados.

As unidades do Grupo Macaúbas são formadas por metadiamicititos, quartzitos e metassiltitos, que se interdigitam lateralmente e verticalmente, de tal maneira que é difícil, na escala do trabalho, montar uma sequência estratigráfica representativa para toda a área estudada. Os metadiamicititos constituem a litologia dominante e são conglomerados suportados pela matriz, contendo fragmentos angulosos e arredondados que variam em tamanho de grânulos até matacões. Os tipos de fragmentos mais frequentes são: quartzo, quartzito, granito, gnaisse, calcário, quartzo xisto e filito. Os quartzitos são geralmente impuros, mal selecionados, feldspáticos e às vezes, ferruginosos e conglomeráticos. Quartzitos puros com estratificações cruzadas e marcas onduladas ocorrem, sotopostos horizontalmente a metadiamicititos, na porção norte da área (Serra do Côco). Os metassiltitos são de cor cinza-amarelada ou esverdeada e possuem, geralmente, um bandamento definido pela alternância

de níveis delgados de cor cinza-claro ou cinza pouco mais escuro. Os contatos entre as rochas do Grupo Macaúbas e aquelas unidades constituintes do seu embasamento, são marcados por zonas de cisalhamento subhorizontais, ou então por falhas reversas de alto ângulo.

São comuns encontrarem-se também em toda a área diques clásticos de direções variáveis (predominantemente NS), com espessuras entre 1 e 20 m e comprimentos de até 5 Km. Alguns deles se destacam no relevo e podem ser observados até em imagens de satélite. Dois tipos de diques foram descritos: os de quartzitos puros, por vezes conglomeráticos, com feições marcantes de recristalização, e os de quartzitos impuros, quase sempre conglomeráticos, mal selecionados e pouco recristalizados. Especula-se que os primeiros tenham se formado durante o evento extensional que deu origem à sedimentação do Supergrupo Espinhaço. Os últimos guardam, quase sempre, uma íntima relação com as unidades do Grupo Macaúbas e devem ter se formado na abertura da bacia do Supergrupo São Francisco.

As rochas mais jovens encontradas são os basaltos e diabásios que ocorrem na região de Riacho dos Machados e na porção norte da área, no Córrego da Fumaça. Tratam-se de rochas constituídas basicamente por plagioclásio+piroxênio, apresentando texturas intergranular a ofítica/subofítica. Provavelmente estas rochas relacionam-se à abertura do Atlântico Sul e devem ter, então, idade no Mesozóico.

A compartimentação apresentada torna necessária a execução de estudos geocronológicos e petrológicos para uma melhor definição da evolução geológica regional. Os dados isotópicos e geocronológicos disponíveis até o momento são provenientes de estudos realizados por SIGA Jr. et al. (1987) na região de Barroão (MG). Os resultados deste estudo realizado em rochas granitóides indicaram atividade tectono-termal em três períodos principais: 2,8 b.a., 2,0-1,8 b.a. e 0,6 b.a..

Considerando estes resultados e as feições estruturais-metamórficas descritas, propõe-se, tentativamente, a seguinte evolução geológica:

① O CMCC corresponde à unidade mais antiga da região tendo sofrido um evento metamórfico que atingiu localmente condições de migmatização, evento este posterior a uma fase de posicionamento de enxame de diques máficos e ultramáficos. Este primeiro evento metamórfico corresponderia à idade mais antiga encontrada por SIGA Jr. et al. (1986).

② Seguiu-se a deposição do GRM e a intrusão de rochas da SGPU e da SGG. Durante (e/ou após ?) a deposição do GRM houve nova profusão de corpos ígneos máficos presentes também na unidade mais antiga. Toda área foi, então, afetada pelo evento tectono-termal de maior expressão no BIMA, que atingiu a facies anfíbolito (FONSECA, 1993). Neste evento as unidades CMCC, SGPU, SGG e GRM teriam sido dobradas e deslocadas por falhas reversas

de alto ângulo que imprimiram complexas relações estruturais entre as unidades (veja artigo deste simpósio). Este evento estaria relacionado ao Ciclo Transamazônico.

③ Após cessar a atividade tectono-termal transamazônica teriam sido posicionados os corpos graníticos da SMP e da SGC, que não foram afetados pelos efeitos deste evento.

④ Dentro da área estudada não existem registros seguros de uma fase extensional na deposição do Supergrupo Espinhaço. Nem tão pouco é possível estabelecer o comportamento do BIMA até o início da deposição do Supergrupo São Francisco, a não ser por mais uma manifestação de posicionamento de rochas metabásicas. Na deposição do Grupo Macaúbas é bastante claro que tenha ocorrido uma extensão na direção EW, com formação de diques clásticos em fraturas geralmente NS. Está igualmente delineado que o BIMA se comportou nesta fase como um alto estrutural relativo.

⑤ No final do Ciclo Brasileiro a área foi envolvida pelo cinturão de cavalgamentos da Faixa Araçuai, soerguendo o BIMA e formando a janela estrutural hoje exposta.

⑥ No Mesozóico, eventos distensivos relacionados a abertura do Atlântico, permitiram o posicionamento de rochas basálticas.

## AGRADECIMENTOS

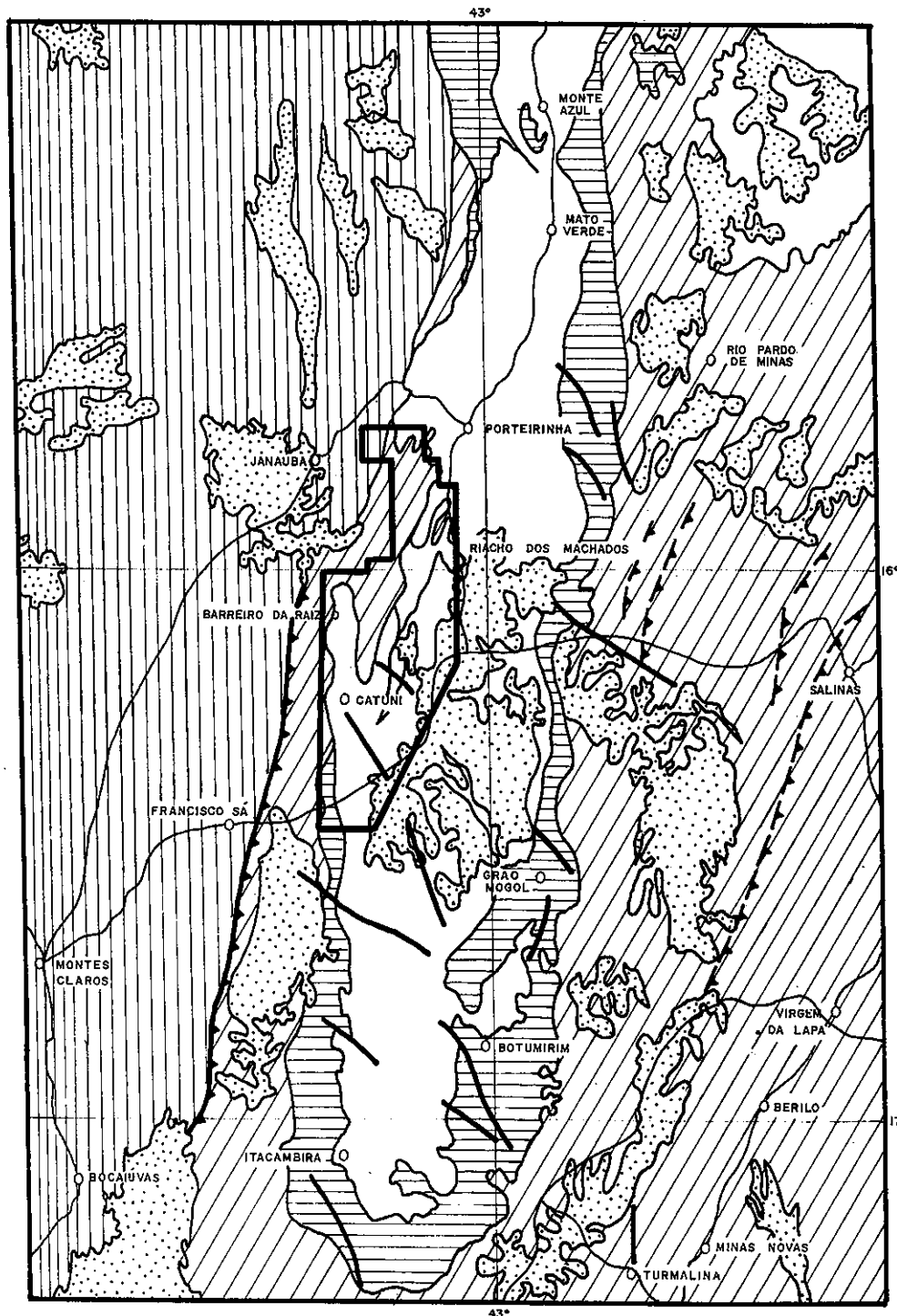
Os autores manifestam seu agradecimento a DOCEGEO, pela permissão de publicação deste texto, a ECOGEO e aos colegas Gilberto Hernandes, Nilton Carneiro, Mônica Freitas e Sônia Greco que contribuíram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS












- CROCCO-RODRIGUES, F.A.; GUIMARÃES, M.L.V.; ABREU, F.R. de; BELO DE OLIVEIRA, O.A. & GRECO, F.M. (1993) - Evolução Tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroção e Porteirinha (MG). Neste Simpósio.
- ECOGEO (1992) - Mapeamento Tectono-Estrutural em Escala 1:50.000 da Região de Riacho dos Machados (MG). Relatório interno DOCEGEO. 145p. Inédito.
- FONSECA, E. (1993) - Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, Minas Gerais: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralização Associados. Dissertação de Mestrado, UFMG, 180 p.
- 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. 5º Simp. Geol. MG, Belo Horizonte, SBG, Anais, 171-174.
- SIGA Jr, O.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; BASEI, A.S. & TAYLOR, P.N. (1987) - Aplicação dos Isótopos de Sr e Pb nas Rochas Gnáissico-Migmatíticas de Itacambira-Barroção. 4º Simp. Geol. MG, Belo Horizonte, SBG, Anais, 45-57.



FIG. 1: Mapa Geológico Regional

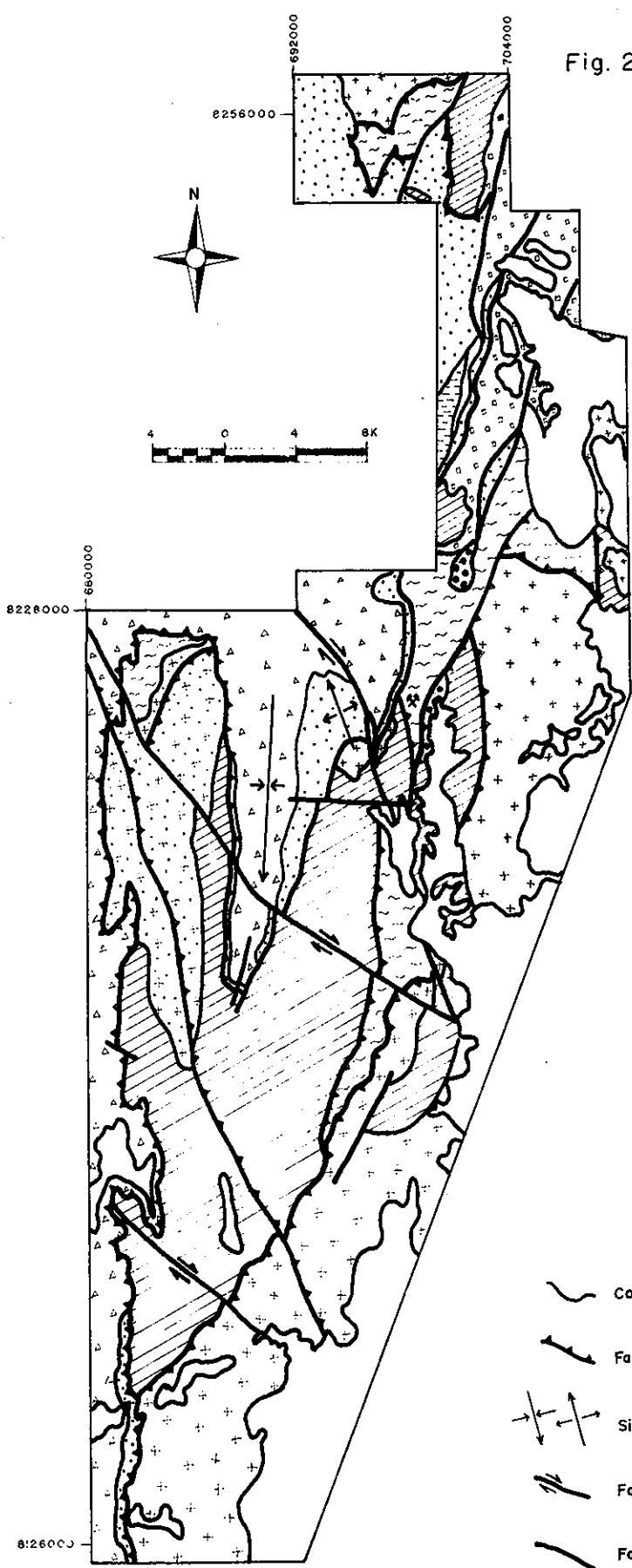


LEGENDA









- |   |                                |   |                         |
|---|--------------------------------|---|-------------------------|
|  | Coberturas detrito-lateríticas |  | Contato geológico       |
|  | Grupo Bambuí                   |  | Falha                   |
|  | Grupo Macaúbas                 |  | Falha de empurrão       |
|  | Supergrupo Espinhaço           |  | Cidades                 |
|  | Embasamento Indiviso (BIMA)    |  | Rodovias                |
|   |                                |  | Limites da área mapeada |

12 0 12 24 Km.







Fig. 2 **MAPA GEOLÓGICO**



**LEGENDA**

-  Coberturas Detriticas
-  Grupo Macaúbas: a- Metadiamictitos  
b- Quartzito
- UNIDADES DO BIMA**
-  Suite Monzonítica Paciência
-  Suite Granítica Confisco
-  Suite Granitóide Pedra do Urubu
-  Suite Granitóide Gorutuba
-  Grupo Riacho dos Machados
-  Complexo Metamórfico Córrego do Cedro

**CONVENÇÕES**

-  Contatos Geológicos
-  Falhas de Descolamento Basal e Reversa
-  Sinclinal e Anticlinal
-  Falha Transcorrente
-  Falha Vertical
-  Mina Ouro Fino

## GEOLOGICAL ROADLOG FROM NOVA LIMA BYPASS ROAD TO RAPOSOS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS BRAZIL

**EDUARDO A. LADEIRA\***

**JOSÉ LINCOLN GAMBIER COSTA\*\***

**PATRÍCIA ALVES JUNQUEIRA\*\*\***

\*Universidade Federal de Minas Gerais and Research Scientist for Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) in the Projeto Rio das Velhas

\*\*Research Scientist for Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) in Departamento Nacional da Produção Mineral Projeto Rio das Velhas

\*\*\*Master student, Graduate Course of Geology, sponsored by CNPq, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

This roadlog was made in 1987 during the construction of the road, when one of us (EAL) mapped it at the scale 1:2000. This is one of the best and most accessible surface sections of the Nova Lima Group, particularly with regard to the the BIF-bearing portion of the sequence, which contains several generations of sulfide minerals. The roadlog may be a good companion to an underground visit of the Raposos Mine, therefore we revised the roadlog for this purpose, so that participants can compare the fresh rocks seen underground with the same rocks in different stages of tropical weathering, at the surface. The road junction between the entrance to Nova Lima and the bypass-road of Nova Lima to Rio Acima and Raposos DER-MG-030 is used as the zero reference point (Fig.1).

### CONVENTIONS

So-bedding;  $S_n$ -metamorphic foliation or schistosity;  $S_{n+1}$  and  $S_{n+2}$ : spaced cleavage;  $L_n$ : lineation due to mineral alignment, intersection of S-surface measured on the  $S_n$  surface.  $B_n$ ,  $B_{n+1}$ ,  $B_{n+2}$ : hinge lines. AS: axial surface; attitudes are in Clar notation and in degrees.

#### 500 m STOP 1

Right from the circular road junction for 500m uproad. Graphitic phyllites of the Nova Lima Group with interlayers of metatuffaceous rocks and thin lamina to thin beds of metachert and Algoma-type BIF, including the four facies [oxide (magnetite)-silicate-carbonate-sulfide]. The package is strongly deformed into tight isoclinal folds including inclined and reclined style with plunges from 085/45 to 30 or 155/45 to 30.

The inverted limbs are generally attenuated by shearing. The metacherts and thin BIF beds (3 to 30 cm) are disrupted, segmented, and boudinaged and appear as quartz veins, at first glance. These can easily be differentiated from true milky quartz veins, which occur along the road cut in shear bands; these are spectacularly developed at the right-hand extreme of the roadcut. Sulfides can eventually be seen in the metacherts and BIFs. Main structures:  $S_j/S_n$

(metachert): 130/40;  $L_n$  (mineral alignment): 065/30; 085/45;  $S_{n+1}$ : 336/85;  $S_{n+2}$ : 090/85;

To the northwest of the upramp in the distance, the mountain is Serra do Curral which displays the contact between the Archean Nova Lima Group and the Proterozoic Minas Supergroup; the open pit of the Águas Claras itabirite iron ore deposit, is also seen, and to the northeast, next to the hill with the cross, the old open pit of the Morro Velho gold deposit.

#### 800 m STOP 2

First relatively thicker BIF which has as a footwall and hanging wall chlorite-epidote schists derived from basalts. The BIF here is moulded into a mullion structure with a plunge of 085/45 to 60 which results from folding of the primary banding  $S_o$ , with the metabasalt making up the intrado and extrado of the fold. Several sets of spaced cleavage can be easily seen: 360/70, 180/80 and 090/60-70 or 270/60-80. Due to the plunge, the BIF does not crop out on the opposite road cut, but makes up the high ridge behind the cut. Occurs at 1030m the contact between metabalts and metapelites.

#### 1200 m STOP 3

At the left road cut are chlorite schists and at the right road cut is the second outcrop of thick BIF with  $S_n$  parallel the road, and providing the impression that the BIF is a regular tabular layered package. Close scrutiny reveals that the  $S_n$  is an obvious axial plane foliation to minor closed packed anisopaque tight folds.  $S_o/S_n$ : 090/50. At 1600 m third BIF exposure right around the curve. No stop because of dangerous curve.

1700 m Fourth narrow BIF exposure.

1800 m Yellow saprolite, probably derived from either metapelites or carbonate-bearing metabasalts.

1900 m At the end of the bend in the road: graphitic schist.

2100 m In the left road cut are small tight folds in the fifth BIF exposure, and in the right cut is sheared BIF. This exposure is more or less aligned with the ridge downhill behind the left road cut which

stands out in the landscape and is a tightly folded silicified BIF, crisscrossed by later white quartz veins.

**2200 m** Precambrian shear zone that deforms the sixth BIF and metapelites with intercalations of metatuffs in sigmoidal pods (footwall at west). The hanging wall of the thrust (at east) is made up of basic schists. During the Tertiary and Quaternary this shear zone collapsed in a gravity fault; the downthrown block has been filled by colluvium and talus.

#### **2450 m STOP 4**

Apparently enigmatic outcrop of folded BIF (seventh exposure), because it crops out only on the left road cut and vanishes on the right road cut, providing the impression it has been cut out by a fault. That is not the case. It does not crop out on the right road cut because it is a reclined fold with a steep plunge so that it looks like a suspended fold. The footwall are sapolites of metabasalts. NW limb,  $S_n$ : 080/45; SE limb: 125/85; AS: 110/60; Fold plunge: 085/65; 065/45.

**2800 m** Sapolitized basic schists (formerly basalts) contacting the eighth BIF exposure, with tight isoclinal folds refolded by later open fold.  $S_n$ : 155/35;  $S_{n+1}$ : 180/75;  $S_{n+2}$ : 090/55.

**2900 m** On the left road cut exposure there is another perched synformal structure in BIF.

**2950 m** On the right road cut, shear zone is in metapelites right after the previously cited BIF. The metapelites are footwall to the ninth BIF exposure which display gash quartz veins.

**3050 m** End of ninth BIF exposure. Gravel road to the right. Drive or walk straight ahead.

**3070-3150 m** Very complex exposure in which one can decipher that the basic schists (metabasalts) are hanging wall to metapelites, folded and overfolded with them, and which in turn have thin intercalation of BIF.  $B_n$  (on BIF): 085/35-40;  $B_{n+2}$  on metapelites: 055/12.

#### **3150 m STOP 5**

Tenth exposure of BIF intercalated with basic schists, and then an eleventh BIF with abundant gash veins. Later fold in basic schist with  $B_n$ : 200/10 and then basic schist with the same features is repeated.

**3300 m** Turnoff to Ribeirão dos Cristais section of Nova Lima.

**3300-3400 m** Rubble, talus, and vegetation cover.

**3400-3450 m** Twelfth exposure of BIF. Basic schist with pronounced linear fabric providing the appearance of needles.  $S_n$ : 132/46;  $L_n$ : (in needles): 070/231; 090/30.

**3500 m** Tiny thin BIF making up the thirteenth BIF exposure.

**3650 m** Tight folded BIF making up an isolated mullion structure.  $L_n$  (mullion): 085/30.

**3700 m** Basic schist as hanging wall to the fourteenth BIF exposure.

#### **3800-3900 m STOP 6**

Excellent exposure of BIF that has several folding styles. Earlier recumbent and intrafolial folds are folded into a wide-open antiform with steep axial surface. Sulfides in strings and lamina follow the shape of the tight folds and seem to concentrate at the fold hinges. At several places there are sulfide masses weathering into beautiful and delicate "yellow sulfur flowers", which at the touch of a match flame will give off sulfur gas. Several kinematic indicators are present showing right and left-lateral shearing along the tight folds. Remobilized sulfides fill late spaced cleavage and cut across the older preferentially oriented sulfides. Idiomorphic pyrite crystals are late formed, and according to H. L. Barnes experimental studies (oral communication, 1990), this type of striated pyrite indicates crystallization at a minimum temperature of 275 degrees Celsius. Because the pyrite is euhedral it crystallized after deformation had ceased (See also Ladeira, 1980).  $S_n$ : 120/38;  $S_{n+1}$ : 170/85; Lint:  $S_n \wedge S_{n+1}$ : 115/30;  $L_n$ : 080/23;  $B_n$ : 080/25-35.

**3980 m** At the head of the bridge of the Cristais Creek (Ribeirão dos Cristais), is the continuation of the BIF exposure with mullion structures and several late spaced cleavages with fillings of remobilized sulfides such as pyrite, arsenopyrite and pyrrhotite, which are weathering into "sulfur flowers".

**4050 m** Bridge over the Ribeirão dos Cristais.

**4200 m** Excellent exposure of folded fourteenth BIF, to the right after crossing the bridge, at road cut just after the right abutment of the Ribeirão dos Cristais bridge.

**4200-6050 m** The road crosses sapolite of basic schists (metabasalts), with minor intercalations of graphitic schist and lean BIF.

#### **6650 m STOP 7**

Circular junction to the Ribeirão dos Cristais. Contact between metabasic rock and metaultrabasic rocks at the NE corner of the circular junction. The metabasic rock is deeply weathered to a sapolite of argillaceous texture, variable color from rose to whitish red, with secondary manganese oxide films in the fractures. It is densely crisscrossed by small tabular patches with a crude polygonal pattern. The better preserved ultrabasic rock is a greenschist with a greasy-feeling surface, and a planar fibrous fabric. The best developed foliation is  $S_n$ : 110/40 with  $L_n$ : 085/38. Microscopic description indicated presence of serpentinized relicts of olivine, and pyroxene, plus talc, antophyllite, chlorite, and leucoxene.

**NOTE:** Change on field trip route. Turn left to the large avenue built recently. New metrage counts from zero at the circular junction. Foot walk down the avenue.

#### **0.25 m STOP 8**

Nucleus of better preserved ultrabasic rock than the previous one at last stop, with green color and

apparently false spinifex texture of tremolite laths. Due to the fact that the laths of tremolite are seen to cross one another in thin section we think that it is not spinifex texture. However, as described by Noce et al. (1991), at the occurrence of spinifex-textured komatiites of Morro da Onça at the extension of the Rio das Velhas Supergroup south of Itaguara (about 50 km southwest of Belo Horizonte), the true spinifex texture is cut by later blades of serpentine pseudomorphs after olivine. Thus, we think that in the future and better samples, these rocks may reveal true spinifex texture. Surrounding the nucleus is an earthy yellowish brown sapolite with manganese oxide films on the fractures. For those who visited the Raposos gold mine we remind this metaultrabasic rock is equivalent to the X3 schist described by Ladeira et al. (1991), and Vieira and Simões (1992).

### 0.300 m STOP 9

Metabasic dike with strike of 040. It is sapolitized into a red argillaceous material. At both walls the dike, and at both cuts of this avenue in the next 500 m, a yellowish red-brown sapolite predominates, which we interpret as derived from ultrabasic rock. Some interwoven patches are more reddish and chloritic. These we interpret as derived from interlayered basic schist (X2), but they could also be derived from sheared bands affecting the ultrabasic rock.

### 1,250.0 m STOP 10

Sharp bend in the avenue. At the right cut is carbonate-talc schist (X3),  $S_n$ : 090/42. At the left cut is greenschist with a more steep foliation  $S_n$ : 150/70-75;  $L_n$ : 085/38. Microscopically it presents chlorite, epidote, and tremolite. Possibly, this rock is equivalent to the X2 schist (metabasalts) which can be seen underground, at the Raposos gold mine.

### 3,000.0 m STOP 11

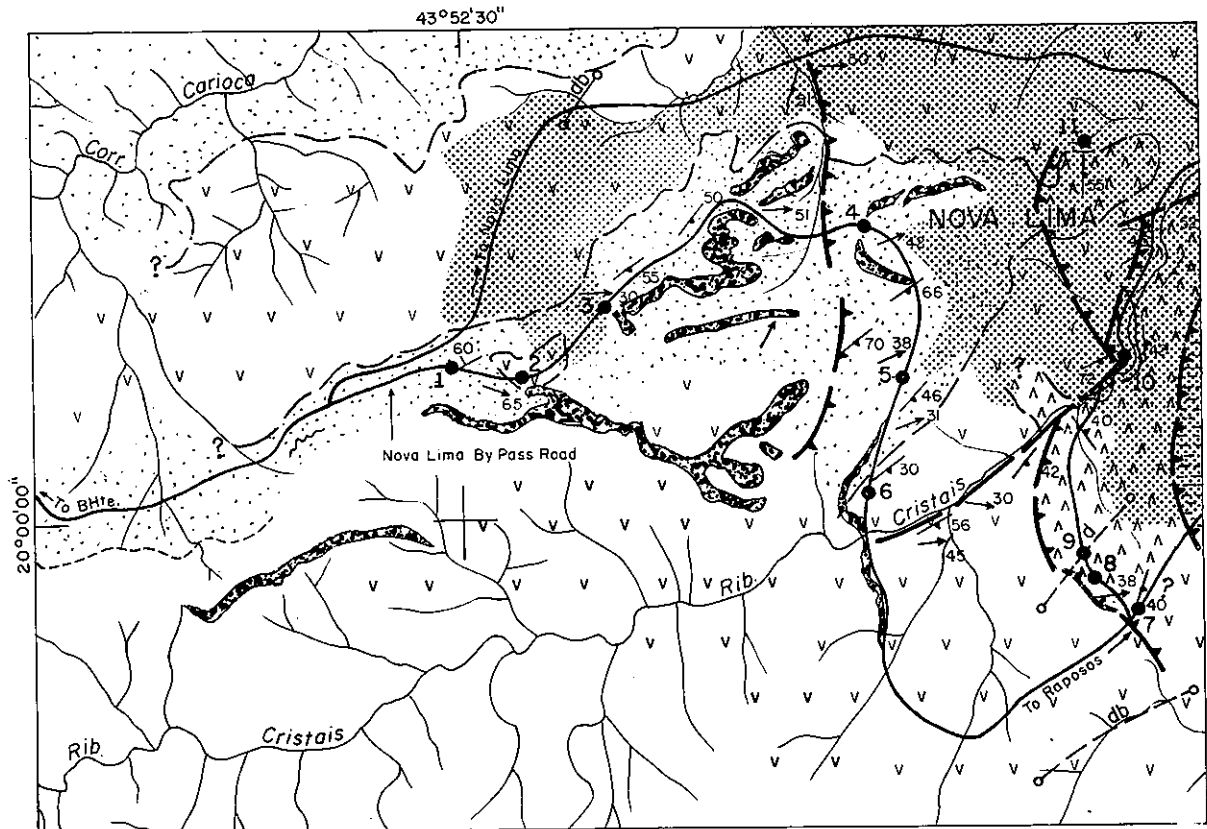
Rua Nova, downtown Nova Lima, left side (south) of avenue. Greenschist with well developed foliation  $S_n$ : 090/55 and lineation 150/32. The presence of yellowish-brown dots and patches suggest earlier presence of carbonate. The greenschist is equivalent to the X2 schist which has been interpreted as spilitized metabasalts (Ladeira, 1990, 1988, 1991) and reinterpreted as spilitized komatiitic metabasalts by Ladeira et al. (1991).

## REFERENCES

- Junqueira, P.A. & Ladeira, E.A. 1990. Geologia do Nivel 2800 da Mina de Ouro de Raposos, entre os Corpos Espírito West e N° 11. Internal Report to CNPq, Processos 820812/97 and 400524/88 and to Mineração Morro Velho S/A., i-ii, 75p. Belo Horizonte.
- Ladeira, E.A. 1980a. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. University of Western Ontario, Unpublished Ph. D. Thesis, London, Ontario, Canadá: 272 p.
- Ladeira, E.A. 1980b. Gênese do ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima. Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., 2: 371.
- Ladeira, E.A. 1985. Gold in Archean iron formations at the Nova Lima District and in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. 1985 Geological Society of America Annual Meeting, Abstract Vol.: 1310.
- Ladeira, E.A. 1988. Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C. E. S. 1988. Depósitos Minerais do Brasil, v.3, Metais Básicos não Ferrosos Ouro e Alumínio. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília: 301-375.
- Ladeira, E.A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: A remarkable case of permanency, recycling and inheritance - A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. Proceedings of Brazil Gold 91: An International Symposium on the Geology of Gold. Belo Horizonte, May, 1991. A.T.Balkema, Rotterdam, 91: 11-30.
- Ladeira, E.A. e Viveiros, J.F.M. de 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais, Bol. 4, 19, p.
- Ladeira, E.A. & Noce, C.M., 1990. New U-Pb ages for the Precambrian rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Society of Economic Geologists Newsletter, April, 1990., nr. 1, p.9.
- Ladeira, E.A., Lobato, L.M., Grossi Sad, J.H., Simões, J.M. & Vieira, F.W.R. 1991. Petrology and geochemistry of wall rocks, and of BIF-host rock to gold mineralization at level 2400 of Raposos Mine, Minas Gerais, Brasil. Proceedings of Brazil Gold 91: An International Symposium on the Geology of Gold. Belo Horizonte. May, 1991. A.T. Balkema, Rotterdam, 91: 437-445.
- Ladeira, E.A., Costa, J.L.G., and Junqueira, P.A. 1992. Geological roadlog from Nova Lima bypass road to Raposos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. IUGS. UNESCO Gold Deposit Modeling Course, Brazil, 1992: 25-36.
- Machado, N., Noce, C.M., Belo de Oliveira, O.A. & Ladeira, E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. SBG/MG, Anais do V Simpósio de Geologia de Minas Gerais/I Simpósio de Geologia de Brasília, Bol. 10: 01-05.
- Noce, C.M., Pinheiro, S.O., Ladeira, E.A. & Grossi Sad, J.H., 1990. Ocorrência de metakomatiitos com textura "spinifex" no Grupo Nova Lima, Oeste do Quadrilátero Ferrífero. In: Congr. Brasil. Geologia, XXXVI, Bol. Resumos, p.215. 1990.
- Oliveira, G.A.I., Clemente, P.C. e Vial, D.S. 1983. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. SBG/MG, Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Bol: 3: 497-505.
- Vieira, F.W.R., 1987. Gênese das mineralizações auríferas da mina de Raposos. SBG/MG, Anais do IV Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Bol. 7: 358-367.
- Vieira, F.W.R. 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. Proceedings of Brazil Gold 91 Symposium, Belo Horizonte.
- Vieira, F.W.R. and Simões, E.J.M. 1992. Geology at the Nova Lima Area and excursion to the Raposos Gold Mine. IUGS-UNESCO Gold Deposit Modeling Course, Brazil 1992: 1-24

Fig. 01

GEOLOGICAL SKETCH MAP OF PART OF NOVA LIMA DISTRICT.

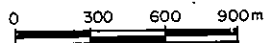


by E. A. Ladeira, J. Lincoln G. Costa - Nov. /92

Des. JOÃO M. LEÃO

Base: Aerophoto  
CEMIG 1924 M-0888

Scale 1:30.000



- Metadiabase dike
- Graphitic metapelites, metabasalt, metatuffaceous and lean metachert and bif.
- Graphitic schist
- Banded iron formation (Bif)
- Metabasalt
- Metaultra-asic rock



- Inferred contact
- Foliation 13
- Bedding 30
- Lineation 15
- Fault
- Thrust fault
- Drainage
- Road
- Exposure field stop nº 2

# UM ENDOCARSTE QUARTZÍTICO NA SERRA DO IBITIPOCA, SUDESTE DE MINAS GERAIS

**CORRÊA NETO, A.V.** - Departamento de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 21949-900, Brasil

**ANISIO, L.C.C.** - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (graduação)

**BRANDÃO, C.P.** - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (graduação)

## 1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS:

A formação de cavidades naturais subterrâneas (cavernas) em rochas não-carbonáticas é um fenômeno pouco conhecido. Quartzitos, em uma primeira análise seriam litotipos extremamente desfavoráveis para a formação destas feições, haja visto a pequena solubilidade da sílica nas condições de Ph e Eh mais comumente encontradas na natureza. Entretanto, existem cavernas de razoável porte desenvolvidas em quartzitos no mundo inteiro. Até o início desta década sabia-se da existência de cavidades subterrâneas em quartzitos em diversos pontos do Brasil, que geralmente não ultrapassavam algumas centenas de metros de extensão. As cavernas de grande tamanho pareciam estar restritas à Venezuela e África do Sul.

Recentes estudos na Serra do Ibitipoca, localizada no sudeste de Minas Gerais, nos Municípios de Lima Duarte e Santa Rita de Ibitipoca (Figura 1a) mostraram a existência de diversas cavidades de grande porte (Grossi & Perez, 1985). Uma delas, a Gruta das Bromélias (Figura 1b), revelou-se uma das mais extensas cavidades em quartzitos do mundo na atualidade. Ela possui um desenvolvimento linear de 2342 m, com um desnível total de 76 m (Corrêa Neto et al., 1993a). Algumas passagens ainda não foram topografadas.

Este trabalho objetiva descrever as cavidades subterrâneas da Serra do Ibitipoca e seus contextos geológicos e geomorfológicos, além de lançar alguma luz sobre os mecanismos envolvidos em sua gênese.

### 1.1. Geologia e geomorfologia:

A Serra do Ibitipoca é formada basicamente por quartzitos sacaroidais grosseiros com muscovita. Intercalam-se a estes quartzitos finos micáceos, em camadas de espessuras métricas e biotita-xistos. Esses litotipos pertencem ao Ciclo Depositional Andrelândia (Andreis et al., 1989), anteriormente definido como Grupo Andrelândia (Ebert, 1955; Trouw et al., 1983). A região ao redor da serra é formada por gnaisses e biotita-xistos (Figura 1a). O metamorfismo atingiu a facies anfíbolito médio, nas zonas da almandina, estauroлита, cianita e da sillimanita (Nummer, 1991).

A estruturação é dada por um grande dobra recumbente, cujo eixo mergulha suavemente para NE (Figura 1a). O flanco inverso desta dobra corresponde ao ramo SW da serra. Esta é afetada por

dobramentos posteriores, horizontais normais, suaves e concêntricos, com eixos aproximadamente N-S. Nummer (1991) atribui a o primeiro dobramento à uma fase de deformação regional Dn+1 e o segundo à outra, Dn+2. As rochas mostram-se bastante tectonizadas, apresentando uma forte foliação (Sn+1) que mergulha geralmente para SW, cerca de 20 graus em média. As superfícies sedimentares originais (S0) foram paralelizadas à esta foliação, associada ao dobramento recumbente. As estruturas sedimentares estão obliteradas quase que por completo. Existem três sistemas principais de fraturamento na região, a saber: NE-SW, N-S e E-W. A direção NE-SW é a predominante e a N-S corresponde à clivagem de fratura relacionada a Dn+2.

A serra é formada por duas *cuestas* que apresentam os flancos maiores mergulhando em direção ao mesmo vale (Figura 1a), por onde correm o Rio do Salto e o Córrego da Mata. Estas *cuestas* são controladas pelos dobramentos Dn+2, que geraram um grande sinformal cujos flancos mergulham para o interior do vale. Possui em média cerca de 1300-1400 m de altura, sua cota máxima sendo de 1782 m no Pico Ibitipoca (ou Lombada). Há um grande contraste de cotas entre a serra e seus arredores, que pode variar entre 50 e 100 m em média. O seu padrão de drenagem assemelha-se ao treliça, com tendência ao paralelo. A serra possui diversas feições que lembram formas exocársticas, tais como relevo de formato ruiforme, lapiés (embora pouco desenvolvidos), vales estreitos formados provavelmente por desabamento de galerias de cavernas e dolinamentos.

Os arredores da serra possuem um relevo bastante diferente, caracterizado por morros e colinas arredondadas, com padrão de drenagem dendrítico à subdendrítico.

As evidências de soerguimento existentes na área indicam movimentações apenas de pouca monta em sua maioria. Há alguns terraços aluvionares nos arredores da serra, situados entre 7 e 5 m acima do nível atual. Na Serra do Ibitipoca, níveis antigos do leito do Rio do Salto são marcados por cacimbas e marmitas, estando de acordo com a ordem de grandeza dos soerguimentos sugerido pelos terraços. Um antigo curso do Rio do Salto pode, entretanto, ser visto 20 m acima do atual. Não se logrou ainda confirmar a existência ou não deste nível em outras regiões. Não há a princípio evidências de elevação diferencial entre a serra e suas adjacências, o

contraste de cotas existente devendo ser atribuído à diferenças litológicas.

## 2. AS CAVERNAS DA SERRA DO IBITIPOCA

As cavidades naturais subterrâneas da Serra do Ibitipoca podem ser divididas em três grupos, relacionados à sua morfologia, rocha encaixante e gênese.

O Grupo I engloba as cavidades de maior porte existentes na região. Aqui enquadram-se as grutas das Bromélias (Figura 1b), das Casas (600 m) e dos Moreiras (900 m, estimados), além de outras menores, como a Gruta dos Coelho (125 m) e dos Três Arcos (30 m). Todas formaram-se seguindo uma camada de quartzito fino micáceo extremamente friável, com 1,5 m de espessura. Suas galerias seguem zonas de concentração de fraturamentos com direções NE-SW, N-S e E-W. Na parte norte da serra predominam azimutes N-S, enquanto que no seu flanco SW as direções NE-SW são mais comuns. Suas inclinações variam entre 10 e 20 graus, exceção feita à Gruta das Bromélias, onde predominam valores em torno de 4 e 7 graus. Em corte, suas galerias mostram formatos elípticos, havendo ainda formas compostas, terminadas em fendas com até 3 a 4m de profundidade por 20-40 centímetros de largura. Todas as galerias são vadosas e em planta mostram um padrão em rede característico. No seu piso há pequenos cursos d'água, que marcam o limite entre as zonas vadosas e freáticas.

Na junção de condutos formam-se salões de perfil dômico, resultante do equilíbrio entre a esfoliação da rocha e consequente colapso. Podem atingir pouco mais de uma dezena de metros de altura. O desnível total destas cavidades é da ordem de dezenas de metros para as maiores. Galerias abandonadas, entulhadas por sedimentos ou por desabamentos são comuns, denotando mudanças no curso dos "rios" subterrâneos. Estão localizadas a 1,5 a 2 m acima do atual nível freático.

Em suas paredes, concentrados no nível de quartzito fino, há inúmeros condutos centimétricos de formato cilíndrico (*pipes*), que mostram o mesmo controle direcional que as galerias maiores. Esses dutos parecem concentrar o fluxo das águas subterrâneas, direcionando-o para as galerias das cavernas.

O Grupo II, composto por cavernas como a Gruta dos Fugitivos (186 m, Figura 1c) e do Pião (122m, Figura 1d) é caracterizado por galerias meandranes ou retilíneas, com inclinações entre 1 e 2 graus em média. O seu desnível não ultrapassa uma dezena de metros. Podem existir salões, formados no entroncamento de galerias ou mesmo como resultado do alargamento de um duto, que podem atingir até 12 m de altura. Os salões podem não exibir o perfil dômico.

São comuns reentrâncias nas galerias ao nível do piso, com formato circular, fundo levemente abaulado e topo dômico, lembrando em muito cacimbas em planta. No seu fundo muitas vezes há água estagnada acumulada, mesmo nas épocas de seca.

Estas cavidades desenvolvem-se em quartzitos grosseiros micáceos ocasionalmente feldspáticos e nos quartzitos sacaroidais grosseiros comuns da serra. Em suas paredes também há *pipes*, concentrados agora em níveis que aparentam representar planos de foliação ou acamamento, ou ainda níveis freáticos pretéritos.

As cavernas do Grupo III formaram-se ao longo do curso dos rios, em especial do Rio do Salto. Algumas, como a Ponte de Pedra (86 m, Figura 1e) e a Gruta do Gnomo (25 m), desenvolveram-se aproveitando a menor resistência à erosão do quartzito fino. Outras, como a Gruta do Monjolinho, independem de controle litológico. Todas, entretanto, seguem zonas de fraturamento intenso.

### 2.1. Espeleotemas:

Em cavernas dos grupos I e II existem dois tipos básicos de espeleotemas no que diz respeito à sua mineralogia. Calcedônia e opala formam pequenos coralóides com no máximo dois centímetros de altura que recobrem parte das galerias, de onde lentamente exuda pequena quantidade de água capilar. Raramente podem ocorrer como pequenas bolhas ocas com até três centímetros de diâmetro.

Hidróxidos de Al e Fe são encontrados associados à água corrente, formando pequenos travertinos, escorrimentos, cortinas e recobrimentos centimétricos a decimétricos. Em seção delgada mostram possuir fina laminação rítmica submilimétrica, intercalando níveis claros ricos em Al com outros escuros, ricos em Fe. Aparentemente isto é resultado de variações sazonais no Ph e Eh das águas vadosas e freáticas, que acarretam em mudanças na solubilidade destes elementos.

### 2.2. Depósitos Sedimentares Hipógeos:

No interior das cavidades tipo I e II existem depósitos sedimentares de pequeno tamanho que podem, em relação à sua gênese, ser divididos em duas categorias, a saber, os de gravidade e os aluvionares.

Os depósitos sedimentares hipógeos de gravidade são formados pela queda de blocos, sendo particularmente comuns nas entradas das cavernas e nos salões. Têm o formato de um leque ou cone de inclinação entre 25 e 30 graus. São mais característicos das cavidades do grupo I, estando via de regra mal desenvolvidos ou ausentes nas tipo II e III.

Os depósitos aluvionares hipógeos originam-se do retrabalhamento dos depósitos de gravidade e de material resultante da erosão das paredes das galerias pela água corrente. Comportam arcias mal trabalhadas grossas a médias e mais raramente siltes arenosos com matéria orgânica. Acumulam-se mais freqüentemente nas partes inferiores das cavidades, ou em galerias abandonadas. Nesse último caso são recobertos por depósitos de gravidade.



### 3. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES:

As cavernas dos grupos I e II formaram-se de modo similar, distinto apenas pela ausência de um condicionante litológico no grupo II. A existência em ambos os casos de condutos cilíndricos centimétricos (*pipes*) e espeleotemas de sílica indicam que os processos responsáveis pela sua formação sejam semelhantes em linhas gerais. Estes foram anteriormente invocados para a formação de cavidades naturais subterrâneas de grande porte em quartzitos na África do Sul e Venezuela (Szczerban & Urbani, 1974; Urbani, 1986; Martini, 1987 Galan & Lagarde, 1988;), tendo sido adotados como explicação aplicável também ao caso da Serra do Ibitipoca (Corrêa Neto et al., 1993a e b).

O processo inicia-se com a dissolução de pequena quantidade de sílica pela água ao percolar lentamente por fraturas e planos de foliação ou acamamento. A rocha torna-se então incoesa nos arredores destas estruturas, e tem sua porosidade e permeabilidade aumentadas. A passagem da água subterrânea por estes espaços proporciona a remoção mecânica dos grãos da rocha, originando os *pipes*, que passam a concentrar o fluxo da água. Esses são então gradativamente alargados, gerando assim uma caverna de porte razoável.

A camada de quartzito fino micáceo é mais suscetível a esse processo, justificando assim o maior tamanho das cavidades nela originadas. Sua menor grã favorece a dissolução, por oferecer maior superfície de contato com a água (Corrêa Neto, 1993b).

Os espeleotemas de sílica são prova da dissolução desse material, formando-se por precipitação de águas capilares saturadas em SiO<sub>2</sub> que exudam lentamente dos poros da rocha (Martini, 1987; Corrêa Neto et al., 1993a). A presença de hidróxidos de Al e Fe pode ser explicada pela lixiviação de K, Na e SiO<sub>2</sub> de micas e feldspatos, existentes nos quartzitos e em pegmatitos que os cortam. A maior riqueza do quartzito fino em filossilicatos pode ser mais um fator que o torna particularmente favorável para a formação de *pipes*, pois a transformação destes minerais em hidróxidos certamente o fragiliza.

As cavernas do grupo III formaram-se por erosão fluvial, quando o rio diminui o seu trajeto após encontrar um zona de fraqueza (caso da Ponte de Pedra) ou ao ter seu curso bloqueado (caso da Gruta do Gnomo). No último caso, sua formação deve ser bem rápida, contrastando com a evolução de feições como a Ponte de Pedra. A formação da Ponte de Pedra principiou-se em uma época na qual o nível de base local estava situado cerca de 15 metros acima do atual, devido à posição do leito fóssil do Rio do Salto em relação ao nível fluvial mais antigo encontrado no interior da cavidade.

Uma caverna pertencente ao grupo I ou ao II deve ser vista, em conjunto com a rede de *pipes* e até mesmo com os poros das rochas como sendo a parte

mais visível de um único sistema de circulação de águas subterrâneas, comparável a um curso superficial. Os poros e *pipes* atuam como coletores e concentradores de água para os canais principais, as galerias, à semelhança do que ocorre em um curso d'água comum. É interessante notar que os cursos subterrâneos principais, como um rio superficial, mostram mudanças em seu curso, por fatores diversos, como entulhamento de seu canal, resultando em galerias abandonadas.

Sob um ponto de vista puramente morfológico, pode-se dizer que existe um sistema de circulação de água subterrânea, formado pelas cavernas na Serra do Ibitipoca, à semelhança de um endocarste (Corrêa Neto et al., 1993b). Há uma série de controvérsias relacionadas ao uso do termo carste para morfologias desenvolvidas em litotipos não carbonáticos, basicamente ligadas à predominância ou não de processos de dissolução em sua formação (Szczerban & Urbani, 1974; Urbani, 1986; Martini, 1987). A dissolução da sílica, ainda que em pequena quantidade, possui um papel essencial na formação das feições aqui discutidas, como anteriormente visto. Assim, parece, a princípio, justo denominar o sistema de circulação de águas subterrâneas na Serra do Ibitipoca como um endocarste quartzítico.

### 4. BIBLIOGRAFIA:

- ANDREIS, R.R.; RIBEIRO, A. & PACCIULLO, F.V.P. -1989- Caracterização preliminar dos ciclos deposicionais Proterozóicos no sudeste de Minas Gerais (folhas Barbacena e Divinópolis). Simpósio de Geologia do Sudeste, 2. *Anais do...* Rio de Janeiro, RJ, p. 97-98
- CORRÊA NETO, A.V.; ANISIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. & CINTRA, H.B. -1993a- Gruta das Bromélias: a maior do mundo em quartzitos. Congresso Brasileiro de Espeleologia, XXII; *Anais do...* In: Espeleo-Tema, 17. NO PRELO.
- CORRÊA NETO, A.V.; BAPTISTA FILHO, J. ANISIO, L.C.C.; BRANDÃO, C.P. -1993b- Cavidades naturais subterrâneas em quartzitos da Serra do Ibitipoca, sul de Minas Gerais. Simpósio de Geologia do Sudeste, III; *Boletim de Resumos...* NO PRELO.
- EBERT, H. -1955- Pesquisas na parte sueste do estado de Minas Gerais. Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, R.J., p. 78-89.
- GALAN, C. & LAGARDE, J. -1988- Morphologie et évolution de cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima (Venezuela). *Karstologia*, 11-12:49-60.
- GROSSI, W. & PEREZ, R.C. -1985- Notas preliminares sobre o Distrito Espeleológico da Serra do Ibitipoca, Município de Lima Duarte, Minas Gerais. Congresso Brasileiro de Espeleologia, XVII *Anais do...*, SBE, Ouro Preto.
- MARTINI, J. -1987- Les phénomènes karstiques des quartzites d'Afrique du Sud. *Karstologia*, 9:45-52.
- NUMMER, A.R. -1991- Análise estrutural e estratigrafia do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca - Lima Duarte, sul de Minas Gerais. Instituto de Geociências, UFRJ, *Tese de Mestrado*, inédita. 191p.
- SZCZERBAN, E. & URBANI, F. -1974- Carsos de Venezuela, parte 4: formas cársicas en areniscas Precámbricas del Territorio Federal Amazonas y Estado Bolívar. *Bol. Soc. Venezolana Espel.* 5(1):27-54.
- TROUW, R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. -1983- Geologia e estruturas dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *An Acad. Bras. Ciên.* 55(1):71-85.
- URBANI, F.P. -1986- Notas sobre el origen de las cavidades en rocas quarcíferas Precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. *Interciência*, 11(6):298-300.

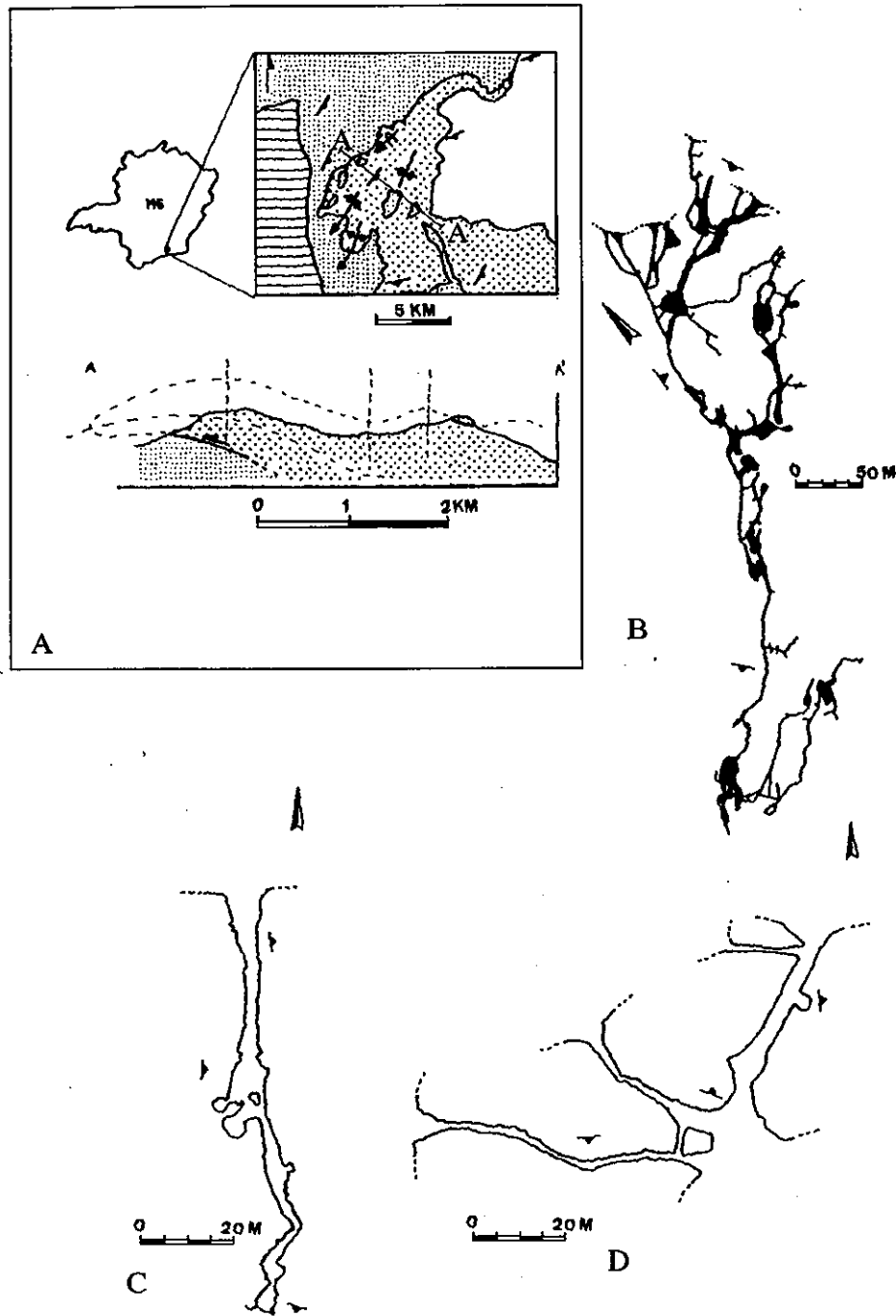


Fig. 1 - A) Mapas de localização e geológico da Serra do Ibitipoca (geologia modificada a partir de Nummer, 1991); perfil geológico da serra. Área não ornamentada - gnaiesses, área com pontos grossos - quartzito grosseiro, área com pontos finos - biotita xistos, área trcejada - quartzo xistos. Barra de escala do mapa equivale a 5 km, no perfil a 2 km.

B) Planta da Gruta das Bromélias, barra equivalente a 50 m

C) Planta da Grupa do Pião, barra equivalente a 20 m

D) Planta da Gruta dos Fugitivos, barra equivalente a 20 m

Contato litológico

Atitude da foliação

Eixo de dobra recumbente

Eixo de antiformal

Eixo de sinformal

## MINERAÇÃO EM TERRAS INDÍGENAS - DO CICLO DO OURO AOS TEMPOS ATUAIS: UMA QUESTÃO POLÊMICA

**JOSÉ ANTÔNIO SOUZA DE DEUS** - DEP. DE GEOLOGIA, UFMG CAIXA POSTAL 2608 - CEP 31270-010 - BELO HORIZONTE, MG, BRASIL

### INTRODUÇÃO

A invasão de garimpeiros e a mineração em terras indígenas transformaram-se em questões muito polêmicas no contexto dos debates político-ideológicos que têm sido estabelecidos ao longo dos últimos anos (inclusive no período relativamente recente, da Constituinte).

De início, estes debates envolveram principalmente determinados setores ou grupos econômicos (como os garimpeiros e os empresários da mineração) e alguns segmentos significativos da sociedade civil como a Igreja, os intelectuais (principalmente os antropólogos), a imprensa, etc. Posteriormente estes debates ampliaram-se na medida que foram progressivamente inserindo-se no contexto de uma discussão mais abrangente, ou seja, a questão da Amazônia (dos "povos da floresta") e de toda a problemática ambiental.

Nestes embates têm-se classicamente confrontado, como se sabe, duas visões radicalmente distintas. A primeira destas visões (a mais tradicional) defende uma concepção bastante economicista e reducionista do Meio Ambiente e da sociedade, priorizando a exploração (pretensamente "racional") dos recursos naturais e humanos, e subestimando outras dimensões da realidade (social, cultural, político-filosófica, ética, etc). A concepção mais evoluída ou atualizada destas questões identifica-se, ao inverso, com a tentativa de construção de uma relação muito sábia e generosa do Homem com a Natureza em busca de uma percepção ampla, multidimensional do espaço.

A partir da Amazônia - o território, por excelência, correspondente à atual "fronteira" de expansão econômica, demográfica, etc da sociedade nacional (fronteira esta que hoje avança, quase que invariavelmente, em prejuízo das comunidades autóctones, ou seja das nações indígenas), muitos acontecimentos emergiram e tornaram-se de amplo conhecimento público (a nível nacional e internacional) nestes últimos anos. Poderíamos registrar neste sentido a poluição hídrica de diversas sub-bacias da região pela intensa atividade garimpeira, e os impactos desencadeados pela atividade de mineração em terras indígenas, em áreas como CARAJÁS (PA) e PITINGA (AM). Em regiões como Roraima, Rondônia e Sul do Pará estes efeitos negativos dos projetos de mineração e atividades de garimpagem aceleraram-se particularmente a partir das décadas de 1960/70 (DEUS 1988a/1991). Várias comunidades indígenas foram assim, atingidas de forma crítica. Poderíamos inclusive mencionar alguns

exemplos mais marcantes destas sociedades ameaçadas como as nações indígenas IANOMAMI de Roraima, VAIMIRÍ e ATROARÍ do Amazonas (DEUS & MELLO, 1992), GOROTIRE do Pará, etc. Algumas destas sociedades fragilizaram-se enormemente em função dos desafios e impactos enfrentados. Outras adaptaram-se sem dificuldades ao mercantilismo e consumismo característicos da nossa sociedade capitalista.

### MINERAÇÃO EM TERRAS INDÍGENAS NO CICLO DO OURO

Esta problemática atual não é, entretanto, inteiramente original, inédita ou mesmo insólita ... na medida que ocorreram situações similares ao longo do tempo e do espaço, como por exemplo no "Velho Oeste" na América do Norte, à época da Corrida do Ouro na Califórnia; e é claro, ao longo do século XVIII, nas regiões de antiga mineração, no Brasil (como nos estados de Minas Gerais e Goiás). Para BERTRAN (1991, p. 43), o assoreamento dos ribeirões parece ter sido frequente nessas áreas ... bem como sua contaminação química, uma vez que o mercúrio "parece ter sido usado desde a antiguidade na apuração do ouro ... sendo mencionado com frequência na documentação brasileira do século XVIII. Em seu livro "A Decadência das Minas e a Fuga da Mineração", BARBOSA (1971, p. 132) destaca por sua vez a resistência da nação indígena UBIRAJARA (CAIAPÓS DO SUL) à conquista de suas terras (Norte de São Paulo, Triângulo Mineiro e Sul de Goiás) chegando mesmo a afirmar que para os conquistadores "a guerra contra os CAIAPÓS foi ... a mais terrível e prolongada luta travada contra indígenas em toda a América". Segundo MONTEIRO (1984, p. 25) os CAIAPÓS DO SUL "depois de quase dois séculos em busca de autonomia, cercados pela expansão da economia aurífera no século XVIII., reagiram com violência, o que provocou uma repressão brutal, que literalmente extinguiu esta nação como grupo étnico diferenciado".

Em 1746 foram realizadas investidas contra os aldeamentos dos CAIAPÓS, para destruí-los. Estes índios, hoje desaparecidos (e que pertencem entretanto à mesma família dos atuais CAIAPÓS do norte do país) tornaram-se extremamente combativos após os sucessivos ataques que sofreram dos europeus e caboclos das bandeiras (infelizmente muitas vezes empreendidas para a obtenção de trabalhadores índios escravos, em massa, para as fazendas e minas do

Brasil Colônia ... Os bandeirantes não foram de fato "os pioneiros heróicos a que se referiram tradicionalmente certos historiadores, mas ao contrário, cruéis assassinos e mercenários - DEUS 1988b, p. 55). Várias tribos da nação UBIRAJARA (ou CAIAPÓS DO SUL) chegaram na época a unificar-se, atacando sistematicamente todas as rotas que conduziam a Goiás. Já a tribo CAIAPÓ dos GUAÍBAS controlava ilhas no São Francisco, impedindo a navegação neste rio. Em Goiás, no ano de 1761, a penetração de novas levas de mineiros suscitou também o levante dos povos AVÁ-CANOEIRO, JAVAÉ E XAVANTE. Estes últimos constituíram ameaça séria à conquista da região norte do estado. Seus ataques eram constantes, afetando de forma direta a economia das minas. CHAIM (1983, p. 44) inclusive assinala que os núcleos pioneiros de população européia em Goiás, "foram se aglomerando nas áreas de maior concentração aurífera, a medida que se detinha por diferentes maneiras os grupos tribais".

O sul e o oeste de Minas (antigos territórios da nação CATAGUÁ) foram por sua vez ocupados pelos portugueses a partir da divulgação de notícias a respeito da descoberta de jazidas de ouro na região de Piun-Hi. E foram as expedições realizadas para se encontrar ouro que inclusive lançaram os fundamentos das futuras cidades da região, como por exemplo da localidade de Candeias (BORGES 1992). Em nosso estado, mesmo em épocas mais recentes a questão mineral e a questão indígena estiveram interrelacionadas, "interdigitadas". Por exemplo: no norte de Minas Gerais, a partir de 1800, sucessivas levas de mineradores invadiram o território imemorialmente habitado pelos MAXACALIS, no Vale do Jequitinhonha; enquanto que o território da nação KRENAK foi seccionado em 1905, por uma estrada e pelo ramal ferroviário posteriormente encampado pela Companhia Vale do Rio Doce.

Mesmo a toponímia do estado de Minas Gerais é bastante economicista (sobretudo na região do Quadrilátero Ferrífero) "com marcante contribuição, inclusive na Região Metropolitana, da atividade de mineração: Ribeirão dos Cristais, Morro dos Cristais, Ribeirão da Prata, Córrego da Prata, Fazenda do Cobre, etc" (DEUS 1992, p. 38).

Em nossa opinião esta retrospectiva deveria conduzir-nos a uma reflexão sobre nosso processo de evolução histórico-cultural. Afinal ... ao rastreamos estas informações, somos impulsionados a traçar paralelos entre o nosso passado e o presente. As problemáticas do Índio, da Amazônia, etc são muitas vezes visualizadas como questões distantes de nossa realidade (até fisicamente ...). Mas o que observamos hoje em uma região que pode parecer-nos remota como a Amazônia, também ocorreu na região em que vivemos, no familiar contexto histórico-cultural e regional a que pertencemos. A "fronteira" hoje nos parece distante, quase intangível ... mas a "fronteira" já foi aqui ... em um passado nem tão longínquo assim. Há portanto - e seguramente, muitos referenciais e convergências a serem resgatadas e que de fato aproximam diferentes regiões, neste vasto ... e instigante cenário das Américas.

## BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, W.A. - 1971 - A Decadência das Minas e a Fuga da Mineração. Belo Horizonte, Imprensa da UFMG, 264 p.
- BERTRAN, P. - 1991 - Desastres Ambientais na Capitania de Goiás, *Ciência Hoje*, 12(70):40-48.
- BORGES, J.G. - 1992 - O Sertão de Nossa Senhora das Candeias da Picada de Goiás, Belo Horizonte, Consórcio Mineiro de Comunicação, 294 p.
- CHAIM, M.M. - 1983 - Aldeamentos Indígenas (Goiás 1749-1811). 2 ed. São Paulo, Livraria Novel S/A Editora Distribuidora, 232 p.
- DEUS, J.A.S. - 1988a - Os Impactos Sócio-Ambientais da Mineração e a Resistência Cultural das Nações Indígenas na Amazônia Legal. In: Encontro Latino-Americano Relação Ser Humano/Ambiente, 2, Belo Horizonte, 1988, Anais ... Belo Horizonte, AMDA, p. 83-91.
- DEUS, J.A.S. - 1988b - Os Impactos Sócio-Ambientais da Mineração e a Resistência Cultural e Territorial das Nações Indígenas. Rio de Janeiro, IG/UFRJ, 170 p. (Tese. Mestrado).
- DEUS, J.A.S. - 1991 - Os Impactos Sócio-Ambientais da Mineração na Amazônia Legal. *Revista Geografia e Ensino/IGC/UFMG*, 3(11-12):35-41.
- DEUS, J.A.S. - 1992 - Toponímia da Região Metropolitana de Belo Horizonte: Uma Abordagem Histórico-Cultural da Percepção Ambiental. In: Simpósio Situação Ambiental e Qualidade de Vida na Região Metropolitana de Belo Horizonte e Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1992, Anais ... Belo Horizonte, ABGE, p. 37-38.
- DEUS, J.A.S.; MELLO, M.P. - 1992 - A Problemática Espacial de Setores Populares da Amazônia e Questão Mineral. *Boletim de Geografia Teórica/IGCE/UNESP*, 22(43-44): 27-33.
- MONTEIRO, J.M. - 1984 - Vida e Morte do Índio: São Paulo Colonial. In: COMISSÃO PRÓ-ÍNDIO/SP - Índios no Estado de São Paulo - Resistência e Transfiguração. São Paulo, Yankatu Editora Ltda, p. 21-44.

# O MAPEAMENTO GEOTÉCNICO NO BRASIL: UMA REVISÃO

**COLLARES, EDUARDO GOULART** - PÓS-GRADUANDO - DEP. DE GEOTECNIA DA ESC. DE ENG. DE SÃO CARLOS - USP

**LORANDI, REINALDO** - DEP. DE ENG. CIVIL DA UNIV. FEDERAL DE SÃO CARLOS.

## 1 - INTRODUÇÃO

O mapeamento geotécnico pode ser dividido em dois segmentos principais: O mapeamento regional, voltado para o planejamento, e o mapeamento local que envolve a avaliação de problemas específicos do meio físico.

Nesta revisão, após um breve relato sobre os trabalhos pioneiros no campo do mapeamento geotécnico de uma maneira geral, dar-se-á ênfase ao segmento que envolve planejamento. Os trabalhos neste âmbito, por tratarem os diferentes aspectos do meio físico e por envolverem uma sistemática mais generalizada, foram os que mais contribuíram para a evolução do mapeamento geotécnico no Brasil.

A maior parte dos trabalhos envolvem a utilização de uma metodologia de mapeamento, geralmente importada dos países desenvolvidos, que são aplicadas em algum município ou áreas de pequena abrangência. Mapeamentos sistemáticos ou em áreas mais amplas ainda não constituem uma prioridade no Brasil.

Uma proposta metodológica voltada para as condições do país, recomendada por ZUQUETTE em 1987, está sendo aplicada e aprimorada por diversos trabalhos em realização em uma grande área na região de Campinas-SP. O resultado final, deverá ser apresentado na escala 1:100.000, e constituirá no primeiro mapeamento geotécnico envolvendo uma região mais ampla.

## 2 - A EVOLUÇÃO DO MAPEAMENTO GEOTÉCNICO

### 2.1 - Os Primeiros Passos

A primeira tentativa de utilização de mapeamento geotécnico no Brasil ocorreu em 1966 através de HABERLEHNER e de HEINE. Os trabalhos foram efetuados na escala 1:5.000 e envolveram escorregamentos ocorrentes em alguns bairros da cidade do Rio de Janeiro.

Em 1967, GREHS, também considerando como ponto relevante os escorregamentos, produz o mapeamento geotécnico preliminar de Santa Cruz do Sul, na escala 1:50.000.

COULON (1973) realiza o mapeamento geotécnico de Morretes e Montenegro (RS), utilizando como critério um detalhado mapa geológico básico sobre o qual posteriormente foram desenvolvidas considerações de caráter geotécnico.

A utilização de mapeamento para efeito de planejamento foi assunto pela primeira vez em uma mesa redonda presidida por PRANDINI et alii (1974), no 28º Congresso Brasileiro de Geologia. Em 1976 trabalhos de PRANDINI e de COULON tentam motivar de vez a implantação definitiva do mapeamento com este intuito no Brasil e INFANTI JR (1976) define uma metodologia preliminar de geologia de planejamento.

### 2.2 - A Utilização do Mapeamento Geotécnico em Planejamento

Em 1979, CABRAL e SIEGNEMARTIN realizam mapeamentos voltados para o planejamento urbano na baixada de Jacarepaguá (RJ) e na cidade de Ribeirão Preto respectivamente. O método utilizado por CABRAL foi voltado para regiões com intenso desenvolvimento de construções civis enquanto que SEIGNEMARTIN tomou por base a metodologia de SANEJOUAND (1972), utilizada sistematicamente na França.

Um desenvolvimento mais pronunciado da cartografia geotécnica ocorreu, entretanto, a partir da década dos oitenta, motivado principalmente por trabalhos realizados no Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) e em algumas universidades, em especial no Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos - USP.

A Carta Geotécnica dos Morros de Santos e São Vicente, de São Paulo e de Guarujá, foram alguns dos trabalhos executados pelo IPT (1980, 1984, e 1989) nessa década. Todos eles, envolvendo áreas de risco e objetivando a minimização de problemas como erosão, escorregamentos de terra, assoreamento e enchentes.

Voltado mais ao planejamento, ZUQUETTE (1981) realiza o mapeamento geotécnico preliminar (1:50.000) na região de São Carlos, utilizando a metodologia de SANEJOUAND (1972). Em 1986, GANDOLFI & ZUQUETTE, fazem um estudo de comparação, na mesma região, entre a metodologia de SANEJOUAND (1972) e a metodologia PUCE (GRANT 1975), aplicada sistematicamente na Austrália, e advertem que ambas necessitam de adaptações para utilização no Brasil. Constatam ainda que a metodologia francesa é mais adequada a grandes escalas e uso especializado do solo, enquanto a PUCE é mais abrangente e aplica-se a grandes áreas e escalas menores.

COTTAS (1983) desenvolve uma metodologia própria para planos diretores municipais,

aproveitando sugestões da metodologia francesa e da metodologia norte-americana de MATHEWSON & FONT (1974) e a aplica no planejamento urbano de Rio Claro (SP). Em 1987, COTTAS et al. realizam o mapeamento geológico-geotécnico de Limeira (SP), com o objetivo de aperfeiçoar a linha metodológica e mapear tipos geotécnicos de coberturas superficiais.

BARROSO et al. (1986) conduzem o mapeamento geológico-geotécnico da região metropolitana do Rio de Janeiro, tomando como base a boa interpretação de mapas pedológicos. DIAS e GEHLING (1986) analisando este trabalho e levando em consideração as características bastante peculiares dos solos tropicais, concluíram que o levantamento pedológico executado no Rio de Janeiro constituiu um bom indicador de unidades geotécnicas.

TAVEIRA (1986) propõe uma ficha para reunir e arquivar dados, bem como um manual com o objetivo de homogeneizar os termos e qualificações a serem empregados durante a coleta. Verifica ainda a viabilidade do seu trabalho em um loteamento na cidade de Campinas (SP), utilizando-se da metodologia proposta pela IAEG (INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 1976).

Em 1987, CARVALHO utiliza critérios de várias metodologias e realiza o zoneamento urbano e de áreas adjacentes a Ouro Preto (MG) em termos de graus de riscos relativos à estabilidade de encostas, na escala 1:2.000. PEJON, no mesmo ano, realiza o estudo geológico-geotécnico da região urbana de Araraquara (SP), em 1:20.000, utilizando a proposta de MATHEWSON & FONT (1974) com algumas alterações e ainda procura enfatizar a necessidade de uma caracterização geotécnica regional antecedendo o planejamento urbano.

Em 1989, MARETTI realiza o mapeamento de Iguape e Cananéia (1:50.000) e de Ilha Comprida (1:25.000) com algumas diversidades na forma e objetivos das duas cartas; Ambas, entretanto, utilizam a geomorfologia como indicador principal na compartimentação dos terrenos. MERICO, no mesmo ano, no planejamento do município de Brusque (SC), também utiliza o relevo como principal ferramenta na avaliação, e retira elementos de várias metodologias (IAEG, PUCE, francesa e Mathewson e Font) na confecção dos mapas.

GODOY (1989) aplica a metodologia checa (MATULA & LETKO, 1980) para o mapeamento geotécnico preliminar da região urbana de Presidente Prudente (SP). A escolha foi devida à fácil aplicação na definição de prioridades quanto às reservas territoriais para expansão urbana, e foi bem sucedida em todos os aspectos, necessitando apenas algumas modificações quando à avaliação dos atributos envolvidos.

### 2.3 - Uma Proposta Metodológica para as Condições Brasileiras

ZUQUETTE (1987) faz uma análise crítica do mapeamento geotécnico em todo o mundo, propõe uma metodologia para as condições brasileiras e executa a primeira aplicação da nova proposta na

região de Campinas (SP). A partir deste trabalho, vários outros, endossados pela Escola de Engenharia de São Carlos, vêm sendo realizados, tanto em caráter regional quanto urbano, na tentativa de avaliar e aperfeiçoar a metodologia proposta.

AGUIAR (1989) foi o precursor, realizando o mapeamento da área de expansão urbana da cidade de São Carlos (SP) na escala 1:25.000. A falta de ordenação e indefinição dos limites dos atributos foram as principais dificuldades encontradas. O autor aconselha a confecção de Mapas de Condições Geotécnicas Gerais ou de Zoneamento, sendo que as cartas interpretativas sugeridas pela metodologia, nesta escala, ficam prejudicadas quando efetuadas por equipes que não sejam multidisciplinares.

Mapeamentos na escala 1:50.000 foram realizados por LOLLO (1991), BROLLO (1991), DE MIO (1992) e ALBRECHT (1992). A falta de hierarquização dos atributos e a indefinição dos limites quantitativos foram também as principais dificuldades para a elaboração das cartas. Algumas cartas interpretativas, principalmente a de fundações, segundo os autores, devem ser elaboradas para escalas maiores, por necessitarem de um maior número de informações.

SOUZA (1992), no mapeamento da Quadricula de Aguai (1:50.000), realiza a compartimentação do terreno utilizando como critérios básicos as formas de relevo e perfis típicos de alteração e identifica a íntima relação entre o material inconsolidado e as geoformas. Devido a estes critérios, foram utilizados, além da metodologia proposta por ZUQUETTE (1987), alguns conceitos da metodologia PUCE.

Mapeamentos em escalas regionais foram realizados por NISHIYAMA (1991) na Quadricula de São Carlos (1:100.000), onde também encontrou dificuldades com relação à utilização dos atributos, e por PARAGUASSU et alii (1991) na folha de Campinas (1:200.000). No caso de Campinas, utilizaram-se como base os levantamentos dos materiais inconsolidados em associação com os dados de mapas do substrato rochoso, resultando em unidades geotécnicas residuais e retrabalhadas.

PEJON (1992) realiza o mapeamento geotécnico de Piracicaba (SP), na escala 1:100.000 tendo como principal objetivo suprir as deficiências da metodologia de ZUQUETTE (1987), particularmente com relação à utilização dos atributos.

### 2.4 - Outras Sistemáticas de Trabalho

Vários trabalhos, desenvolvidos por outras entidades, também se destacaram no início da década dos noventa, entre eles pode-se citar a Carta Geotécnica da Cidade do Recife (PE) por COUTINHO et alii (1990) e alguns trabalhos efetuados pelo IPT como a Carta Geotécnica da Serra do Mar, a Carta Geotécnica do Município de Ubatuba e ainda contribuições valiosas para o aperfeiçoamento da cartografia geotécnica no Brasil como CERRI (1990), NAKAZAWA et alii (1991) e PRANDINI et alii (1991).

### 3 - CONCLUSÃO

A evolução do mapeamento geotécnico no Brasil está condicionado a dois segmentos bem distintos: O primeiro é relativo à sua efetuação dentro dos institutos de pesquisa e o outro está relacionado à utilização do mapeamento geotécnico de uma forma mais sistemática, financiados pelos órgãos administrativos municipais, estaduais e federais.

Dentro do primeiro segmento, o mapeamento geotécnico apresentou um desenvolvimento bastante pronunciado no decorrer dos últimos anos. Muitas foram as pesquisas elaboradas com o objetivo de aprimorar os métodos e adequá-los às condições do país.

Quanto ao segundo segmento, falta ainda uma conscientização das autoridades do país quanto à importância do mapeamento no planejamento urbano e regional. Enquanto os países desenvolvidos já enquadram o mapeamento geotécnico dentro de seus planos administrativos municipais e federais, no Brasil raramente eles ultrapassam o limite das universidades ou outras entidades de pesquisas.

### 4 - AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos professores e funcionários do Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos - USP por oferecerem condições à realização deste trabalho e ao PADCT/FINEP e CNPq pelo apoio financeiro.

### 3 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, R. L. Mapeamento geotécnico da área de expansão urbana de São Carlos-SP: contribuição ao planejamento. São Carlos, 1989. 2v. (Mestrado - EESC/USP).
- ALBRECHT, K. J. Mapeamento geotécnico preliminar da região de Aguas de Lindoia - escala 1:50000. São Carlos, 1992. 2v. (Mestrado - EESC/USP).
- BARROSO, J. A.; CABRAL, S.; PEDROSO, A. E. S. & LINO, G. L. Jacarepaguá e encostas adjacentes. Rio de Janeiro, 1979. 135p. (Mestrado - UFRJ).
- BROLLO, M. J. Mapeamento geotécnico da Quadrícula de Araras-SP, escala 1:50000. São Carlos, 1991. 2v. (Mestrado - EESC/USP).
- CABRAL, S. Mapeamento geológico-geotécnico da Bacia de M. & FRANZONI, M. Mapeamento geotécnico de solos na área de planejamento urbano de Limeira-SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. Atas. Rio Claro, SBG, 1987. v.2. p.
- CARVALHO, E. T. de. Carta geotécnica de Ouro Preto. São Paulo, 1987. 53p. (Síntese de mestrado - ABGE).
- CERRI, L. E. S. Carta geotécnica: contribuições por uma concepção voltada às necessidades brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., Salvador, 1990. Anais. Salvador, ABGE, 1990. v.1. p. 309-318.
- COTTAS, L. R. Estudos geológico-geotécnicos aplicados ao planejamento urbano de Rio Claro-SP. Rio Claro, 1983. 2v 171p. (Doutorado - IGC/UNESP).
- COTTAS, L. R.; RUEDA, J. R. J.; N. BREGA, C. A.; CASTRO, P. R. S. Geological-geotechnical mapping of the Rio de Janeiro's metropolitan region. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE IAEG, 5., Buenos Aires, 1986. Anais. Buenos Aires, 1986. v.6. p. 1715-1724.
- COULON, F. K. Mapa geotécnico das folhas de Morretes e Monte Negro-RS. Porto Alegre, 1973. 128p (Mestrado - IGC/UFRS).
- COULON, F. K. A geologia e o planejamento urbano: questões para debate e/ou reflexão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1., Rio de Janeiro, 1976. Anais. Rio de Janeiro, ABGE, 1976. v.3. p. 370-372.
- COUTINHO, R. Q.; SILVA, J. M. J.; TEIXEIRA, D. C. L.; GENEVOIS, B. B. P.; FERREIRA, S. R. de M.; GUSMÃO FILHO & AZEVEDO, J. de. Carta geotécnica da cidade do Recife. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6., Salvador, 1990. Anais. Salvador, ABGE, 1990. v.1. p.429-440.
- DIAS, R. D. & GEHLING, W. Y. Y. The use of pedology to indicative geotechnical mapping units in tropical and sub-tropical regions. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE IAEG, 5., Buenos Aires, 1986. v. 6. p. 1761-1768.
- GANDOLFI, N. & ZUQUETTE, L. V. Study of the applied comparison between two engineering geological mapping methodologies. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE IAEG, 5., Buenos Aires, 1986. Anais. Buenos Aires, 1986. v.6. p. 1769-1780.
- GODOY, M. C. F. F. Mapeamento geotécnico preliminar da região urbana de Presidente Prudente-SP. São Carlos, 1989. 108p. (Mestrado - EESC/USP).
- GRANT, K. The PUCE Programme for terrain evaluation for engineering purposes. I Principles. Australian. Division of Applied Geomechanics. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, 1975a. 32p.
- GREHS, S. A. A importância do geólogo no estudo preventivo de escorregamentos, deslizamentos e outros aspectos correlatos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais. Curitiba, SBG, 1967. p. 119-123.
- HABERLEHNER, H. Princípios do mapeamento geotécnico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Rio de Janeiro, 1966. Anais. Rio de Janeiro, SBG, 1966. P. 37-39. (Boletim n° 1).
- HEINE, D. H. Levantamento geotécnico do estado da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Rio de Janeiro, 1966. Anais. Rio de Janeiro, 1966. p. 41. (Boletim n° 1).
- INFANTI Jr, N. Geologia de planejamento: escopo e metodologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ABGE, 1., Rio de Janeiro, 1976. Anais. Rio de Janeiro, ABGE, 1976. v.3. p. 373-382.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). Carta geotécnica dos morros de Santos e São Vicente. São Paulo, IPT, 1980. (Monografias, 3).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). Carta geotécnica da Grande São Paulo. São Paulo, IPT, 1984. 13p. (Comunicação técnica, 350. Publicação, 1618).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). Carta geotécnica do Guarujá - SP. São Paulo, IPT, 1989. (Relatório, 27 7861. SCTDE/IPT).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (IPT). Carta geotécnica do município de Ubatuba. São Paulo, IPT, 1991. (Relatório, 28 975). 3v.
- INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY. Engineering geological maps: a guide to their preparation. Paris, UNESCO, 1976. 79p.
- LOLLO, J. A. Mapeamento geotécnico da folha de Leme -SP: utilização da geomorfologia para caracterização preliminar das unidades geotécnicas. São Carlos, 1991. 87p. (Mestrado - EESC/USP).
- MARETTI, C. C. Exemplos de geologia aplicada a um processo de planejamento costeiro: cartas geológico-geotécnicas da região estuarino-lagunar de Iguape e Cananeia e da Ilha Comprida. São Carlos, 1989. 290p. (Mestrado - EESC/USP).
- MATHEWSON, C. C. & FONT, R. G. Geologic environment: forgotten aspects in the land use planning process. The Geological Society of America. Engineering geology case histories, boulder, (10): 23-28, 1974.
- MATULA, M. & LETKO, V. Engineering geology in planning the metropolitan region of Bratislava. Bulletin of the IAEG, Krefeld, (22): 139-145, 1980.
- MERICO, L. F. K. Mapeamento geomorfológico e geotécnico como base para o mapeamento de Brusque-SC. Rio Claro, 1989. 78p. (Mestrado - IGC/UNESP).
- MIO, G. de. Mapeamento geotécnico da Quadrícula de Mogi-Guaçu-SP. São Carlos, 1992. 103p. (Mestrado - EESC/USP).
- NAKAZAWA, V. A.; PRANDINI, F. L.; SANTOS, A. R. & FREITAS, C. G. L. de. Cartografia geotécnica: a aplicação como pressuposto. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. São Paulo, 1991. Atas. São Paulo, SBG, 1991. p. 329-336.
- NISHIYAMA, L. Mapeamento geotécnico preliminar da Quadrícula de São Carlos. São Carlos, 1991. 2v. (Mestrado - EESC/USP).
- PARAGUASSU, A. B.; ZUQUETTE, L. V.; RODRIGUES, J. E.; VILAR, O. M. & GANDOLFI, N. Mapeamento geotécnico regional da Folha de Campinas escala 1:200000. In: SIMPÓSIO

- DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991. *Atas*. São Paulo, SBG, 1991. p. 375-382.
- PEJON, O. L. Estudos geológicos-geotécnicos da região urbana de Araraquara-SP. São Carlos, 1987. 117p. (Mestrado - EESC/USP).
- PEJON, O. L. Mapeamento geotécnico de Piracicaba 1:100000: estudo de aspectos metodológicos, de caracterização e de apresentação dos atributos. São Carlos, 1992. 2v. (Doutorado - EESC/USP).
- PRANDINI, L. F. O Brasil e a geologia no planejamento territorial e urbano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DA ABGE, 1., Rio de Janeiro, 1976. *Anais*. Rio de Janeiro, ABGE, 1976. v.3. p. 354-369.
- PRANDINI, F. L.; GUIDICINI, G. & GREHS, S. A. Geologia ambiental ou de planejamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, SBG, 1974. v.7. p. 273-290.
- PRANDINI, F. L.; NAKAZAWA, V. A. & FREITAS, C. G. L. de. A cartografia geotécnica nos planos diretores regionais e municipais. São Paulo, IPT, 1991. (Apostila do curso de geologia aplicada a problemas ambientais).
- SANEJOUAND, R. La cartographie géotechnique en France. Paris. Ministère de L'Équipement et du Logement, DAFU, 1972. 96p.
- SEIGNEMARTIN, C. L. Geologia de áreas urbanas: o exemplo de Ribeirão Preto-SP. São Paulo, 1979. 2v. (Mestrado - IG/USP).
- SOUZA, N. C. D. E. Mapeamento geotécnico regional da folha de Aguai: com base na compartimentação por formas de relevo e perfis típicos de alteração. São Carlos, 1992. 2v. (Mestrado - EESC/USP).
- TAVEIRA, L. S. Contribuição ao mapeamento geotécnico preliminar na região urbana do município de Campinas-SP. São Carlos, 1986. 93p. (Mestrado - EESC/USP).
- ZUQUETTE, L. V. Mapeamento geotécnico preliminar da região de São Carlos. São Carlos, 1981. 2v. (Mestrado EESC/USP).
- ZUQUETTE, L. V. Análise crítica da cartografia geotécnica e proposta metodológica para as condições brasileiras. São Carlos, 1987. 4v. (Doutorado - EESC/USP).



## GEOTERMOMETRIA APLICADA A ROCHAS DO SUL DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS

**ELIANE APARECIDA DEL LAMA** PÓS-GRADUANDA, BOLSISTA DA FAPESP, IGCE/UNESP/RIO CLARO  
**MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA** - IGCE/UNESP/RIO CLARO  
**ANTENOR ZANARDO** - IGCE/UNESP/RIO CLARO

O objetivo do presente trabalho é a aplicação da geotermobarometria para as rochas do sul do Complexo Campos Gerais, na região de Jacuí-Nova Resende (MG), entre os paralelos 21°00'S e 21°15'S e os meridianos 46°15'W e 46°45'W.

Litologicamente o Complexo Campos Gerais apresenta duas porções distintas representadas a norte pelos terrenos gnáissicos-graníticos-greenstone e a sul pelos gnaisses graníticos e/ou aluminosos com granada, cianita e estauroilita, com intercalações de mica xistos, quartzitos, anfibólio gnaisses, anfibólitos e meta ultramáficas.

A porção sul que compreende a região entre a Faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha até a Zona de Cisalhamento Varginha, apresenta similaridades com o Grupo Araxá-Canastra indicada pelos estudos petrológicos, litoquímicos, microestruturais e metamórficos (Zanardo 1992), sendo que a parte mais a sul dessa faixa foi considerada como extensão dos Grupos Andreilândia e São João del Rei por Trouw *et al.* (1984).

A aplicação dos geotermômetros para diversos pares minerais de autores distintos, tais como Powell (1985) para cpx-grt e grt-hbl, Blundy & Holland (1990) para hbl-pl, Holdaway & Lee (1977) e Ferry & Spear (1978) para grt-bt, Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982) para opx-cpx, e Harley (1984) para opx-grt, permitiu uma quantificação confiável da temperatura da região estudada. O pequeno número de geobarômetros utilizados, nem sempre em condições ideais, exigiu maior acuidade na quantificação da pressão. Foram utilizados os barômetros de Newton & Perkins III (1982) para grt-cpx/opx-pl-qtz e Kohn & Spear (1990) para grt-hbl-pl-qtz.

A geotermobarometria por nós aplicada indica dois intervalos para as condições metamórficas da porção sul do Complexo Campos Gerais: 830-900°C a 12.5-15 Kb, e 700-750°C a 10.5-13 Kb, que pode ser restringido para 11.8-12.1 Kb segundo a reação:

$$\text{alm} + \text{rt} = \text{ilm} + \text{ky} + \text{qtz} \quad (\text{Bohlen } et \text{ al. } 1983, \text{ Del Lama } 1993).$$

Não existem dados termobarométricos suficientes para delimitar domínios metamórficos distintos para o Complexo Campos Gerais, porém os dados petrográficos indicam diminuição do metamorfismo a partir da Zona de Cisalhamento Varginha em direção ao norte, separando porções com características metamórficas próprias, limitadas por zonas de cisalhamento (Zanardo 1992).

O auge metamórfico é observado logo a norte da Zona de Cisalhamento Varginha e a sul de São Pedro da União.

Com a diminuição das condições metamórficas, ocorreu a reação  $\text{grt} + \text{cpx} = \text{anf} + \text{pl}$  observada petrograficamente, que foi balizada em 670°C e 8.5 Kb, baseado em granada anfibólitos, a partir dos geotermômetros para cpx-grt, grt-hbl e hbl-pl. O retrometamorfismo estendeu-se além de 550°C e 6.5 Kb como apontaram as rochas gnáissicas e metabásicas. A presença de albita, aspectos deformacionais do quartzo, formação de clorita em rochas ácidas e stülpnomelano em fraturas, indica recalibragem tectono-metamórfica da ordem de 300-400°C em certos locais (Zanardo 1992).

Os dados por nós obtidos para a faixa de rochas ultramáficas de Jacuí-Bom Jesus da Penha registraram temperaturas de 700-760°C e pressões de 9-11 Kb, baseado nos geotermômetros de Powell (1985) para cpx-grt e grt-hbl, Blundy & Holland (1990) para hbl-pl, e no geobarômetro de Kohn & Spear (1990) para grt-hbl-pl-qtz.

No Complexo Varginha-Guaxupé foi analisada apenas uma amostra de granada charnockitóide que indicou temperaturas de 870-890°C e pressões de 11-12 Kb, conforme a geotermobarometria para opx-cpx de Wood & Banno (1973), Wells (1977) e Kretz (1982) e para grt-cpx/opx-pl-qtz de Newton & Perkins III (1982). Estas condições dificilmente são preservadas, e as mais observadas são 740-770°C e 9-10 Kb, de acordo com os mesmos geotermobarômetros citados acima e ainda os termômetros de Harley (1984) para opx-grt, Powell (1985) para cpx-grt e Ferry & Spear (1978) para grt-bt. As pressões obtidas são superiores àquelas calculadas por Oliveira & Alves (1976), Oliveira & Hypólito (1978), Oliveira & Ruberti (1979), Santos (1987), Choudhuri *et al.* (1990) e Zanardo (1992), mais ao sul do complexo.

Comparando as diversas análises por nós obtidas em rochas dos dois complexos ficam evidentes os valores superiores da pressão para o Complexo Campos Gerais, pois enquanto neste complexo as pressões foram estimadas em 12.5-15 Kb, para a porção norte do Complexo Varginha-Guaxupé elas foram estimadas em 11-12 Kb.

O patamar de 700-750°C e 10.5-13 Kb encontrado no Complexo Campos Gerais também encontra compatibilidade com o reequilíbrio no Complexo Varginha-Guaxupé que é de 740-770°C e 9.2 Kb, e

mais uma vez a diferença consiste nos dados de pressão.

Poderíamos assim, classificar os granulitos do sul do Complexo Campos Gerais como de alta pressão e os do Complexo Varginha-Guaxupé como de média pressão (Green & Ringwood 1967).

As condições metamórficas no Complexo Campos Gerais foram balizadas pelo campo de estabilidade da cianita, não sendo encontrada sillimanita neste conjunto, enquanto que no Complexo Varginha-Guaxupé as condições foram balizadas pelo campo de estabilidade da sillimanita, pois a cianita está ausente a partir da Zona de Cisalhamento Varginha.

A partir de pressões e temperaturas calculadas obteve-se um grau geotérmico médio da ordem de 21°C/Km, para as litologias do sul do Complexo Campos Gerais, correlacionáveis com o Grupo Araxá-Canastra, gradiente este menor que o observado para o Complexo Varginha-Guaxupé, que é da ordem 27°C/Km, conforme os dados da literatura.

Portanto as condições metamórficas estimadas para a faixa sul do Complexo Campos Gerais exibem ambiente de pressão superior ao do tipo barrowiano (como colocado por Zanardo 1992), uma vez que mesmo com a temperatura ultrapassando 800°C, não foi atingido o campo de estabilidade da sillimanita, comprovando os valores estimados para o grau geotérmico.

## BIBLIOGRAFIA

- BLUNDY, J.D.; HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104(2): 208-224.
- BOHLEN, S.R.; WALL, V.J.; BOETTCHER, A.L. 1983. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *American Mineralogist*, 68:1049-1058.
- CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R.; GOMES, E.P. 1990. The reaction olivine + plagioclase = orthopyroxene + clinopyroxene + spinel in metagabbro from Guaxupé and its bearing on P-T conditions of granulite facies metamorphism. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. Anais. Natal: SBG. v.4, p.2018-2024.
- DEL LAMA, E.A. 1993. Petrologia das rochas metamórficas de alto grau do Complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé - estudos termobarométricos. Dissertação de Mestrado. UNESP-Rio Claro, (inédito).
- DEL LAMA, E.A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. de 1992. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. Boletim de resumos expandidos. São Paulo: SBG. v.1, p.407-408.
- ELLIS, D.J.; GREEN, D.H. 1979. An study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71:13-22.
- FERRY, J.M.; SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of the Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66:113-117.
- GREEN, D.H.; RINGWOOD, A.E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 767-833.
- HARLEY, S.L. 1984. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> and CaO-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*, 25:665-694.
- 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.
- KOHN, M.J.; SPEAR, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, 75(1/2):89-96.
- KRETZ, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46:411-421.
- NEWTON, R.C.; PERKINS III, D. 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet - plagioclase - orthopyroxene (clinopyroxene) - quartz. *American Mineralogist*, 67:203-222.
- OLIVEIRA, M.A.F. de; ALVES, F.R. 1976. Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulito, Caconde, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 6:43-52.
- OLIVEIRA, M.A.F. de; HYPÓLITO, R. 1978. Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 8:249-261.
- OLIVEIRA, M.A.F. de; RUBERTI, E. 1979. Granada-cordierita gnaisses do complexo migmatítico de São José do Rio Pardo, Caconde, SP: indicações sobre pressão e temperatura de formação. *Boletim Mineralógico, Recife*: n°6, p.15-29.
- POWELL, R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 3:231-243.
- SANTOS, A.M.M. dos 1987. Caracterização Petrográfica dos Granulitos Básicos da Folha de Guaraniésia (MG). Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo. 106p.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M.L. 1984. Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p.3227-3240.
- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62:129-139.
- WOOD, B.J.; BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relations in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:109-124.
- ZANARDO, A. 1992. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Tese de doutoramento. Unesp - Rio Claro. 288p.

## LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS DE ITABIRITOS DA SERRA DO CURRAL, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

**FREDERICO OZANAM RAPOSO** - CPRM/RHAE/CNPq Mestrando em Geologia - IGC/UFMG

**EDUARDO ANTONIO LADEIRA** - UFMG/IGC/DEP GEOL./IGC/UFMG - Pesquisador do CNPq

### INTRODUÇÃO

A Serra do Curral, com suas denominações locais desde a Serra da Piedade no seu extremo oriental, até a Serra do Itatiaiuçu, no extremo ocidental, constitui o contraforte norte do Quadrilátero Ferrífero. É dominada pelas formações do Supergrupo Minas, sendo os estratos resistentes da Formação Cauê do grupo Itabira e os quartzitos da Formação Moeda do grupo Caraça, responsáveis pelo alçamento do relevo ao longo de toda sua extensão. Verifica-se nessa faixa inversão da estratigrafia, com os estratos do Supergrupo Rio das Velhas cavalcando de sudeste para noroeste os estratos do Supergrupo Minas. Os mergulhos das camadas invertidas variam de 30 a 60 graus para sul-sudeste, sendo que nas camadas de itabirito da Formação Cauê, devido a um comportamento reológico diferenciado, os mergulhos são mais fortes e, freqüentemente, verticais. Essa estruturação registra os intensos esforços a que todas as supracrustais da área estiveram submetidas, no ciclo Transamazônico e, provavelmente, no Brasiliano.

O itabirito, redefinido por Dorr e Barbosa (1963) como formação ferrífera metamórfica fácies óxido, segundo os conceitos de James (1954), é originado a partir de *ferritmito* segundo classificação de Beukes (1980). Embora essas rochas estejam bastante modificadas em termos de textura e mesmo de composição em relação aos ferritmitos que lhes deram origem, ainda é possível com base em observações de campo, estudo de lâminas e, principalmente, de assinaturas de elementos terras raras (ETR), recuperar evidências de seu paleoambiente de deposição. As análises paleoambientais (Klein & Beukes 1992; Beukes & Klein 1992) se apoiam sobretudo nos trabalhos sobre a composição da água do mar desenvolvidos por Elderfield e Greaves (1982) e sobre a composição dos fluidos hidrotermais submarinos estudados por Bonnot-Courtois (1981) e Michard et al. (1983).

### AMOSTRAGEM, MÉTODOS ANALÍTICOS E RESULTADOS

Foram executados perfis geológicos com amostragem na Serra da Piedade e na mina de Águas Claras, na Serra do Curral ao sul de Belo Horizonte e Rio Bravo, na Serra de Itatiaiuçu, próximo a Igarapé (figura 1). Foram analisadas 15 amostras para elementos maiores (LAMIN-CPRM, via úmida e métodos instrumentais) e dessas, selecionadas oito, para análise de ETR (método ICP, GEOLAB-

GEOSOL). Os resultados são apresentados nas tabelas 1 e 2.

As amostras de itabirito e dolomito tiveram os teores dos elementos terras raras normalizados pelo padrão NASC (North American Shale Composite - Haskin et al. 1968). Os variogramas obtidos, estão representados nas figuras 2a e b. Ao lado dessas figuras estão os variogramas dos ETRs nas águas do Atlântico Norte a diversas profundidades obtidos por Elderfield & Greaves (op. cit.) e os variogramas das misturas de fluidos hidrotermais em água do mar a diversas concentrações elaborados por Dymek & Klein (1988) a partir dos dados de Michard et al. (1983).

### ASPECTOS DA PETROLOGIA ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DOS ITABIRITOS

Os itabiritos, constituem-se essencialmente de quartzo e hematita, e estão fortemente recristalizados. Os grãos menores, provavelmente resultantes da recristalização do quartzo primário, localmente não apresentam bandas de deformação ou subgrãos e se mostram por vezes límpidos e isentos de indícios de discordâncias internas ("dislocations lines"). Esses cristais raramente ultrapassam dimensões de 0,1 mm, o que segundo Klein (1973) e dados de Maynard (1983, p.17, tabela 2-4) indica que essas rochas não estiveram submetidas a condições metamórficas superiores às da facies xisto verde. Nas camadas de filito dolomítico da mina de Águas Claras, observa-se uma foliação anastomosada subparalela ao So dado pelas variações litológicas. O filito mostra textura milonítica. Os limites entre as macrobandas que são constituídas de filito, filito dolomítico, metachert, dolomito, itabirito dolomítico e itabirito (Viel et al. 1987), são quase sempre marcados por zonas de cisalhamento delgadas, indicadoras de deslizamentos interestratais. Na mina Rio Bravo, as macrobandas, tanto dos estratos estratigraficamente superiores como inferiores, mostram uma forte estrutura planar subparalela, de origem tectônica, enquanto os itabiritos estão fortemente silicificados e dobrados. As microbandas hematíticas apresentam-se rompidas, imbricadas e totalmente envolvidas por quartzo recristalizado cujos cristais, de dimensões maiores, são aparentemente resultantes de processos de silicificação e podem apresentar extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e mesmo limites concavo-convexos indicando estágios primários a intermediários nos processos de recuperação. Na Serra da Piedade, observam-se dobras intrafoliais, microbandas rompidas e forte recristalização do

quartzo. Neste local, em uma amostra (FRR-11) ocorrem formas romboédricas esqueléticas de óxido de ferro parcialmente substituído por quartzo com restos de carbonato. Em outra amostra (FRR-15) observa-se um mineral com cores de interferência variegadas e elevadas que foi identificado, com reservas, como jarosita ou natrojarosita (sulfato de potássio ou sódio e ferro férrico), comumente observado em ambientes hidrotermais submarinos.

A tabela 1 mostra as composições do filito (01), filito dolomítico (02), dolomito (03), itabirito dolomítico (04 a 06) e itabirito (07) da mina de Águas Claras; itabiritos da serra da Piedade (08 a 11) e itabirito da mina Rio Bravo (12 a 15). Nos itabiritos, os teores de  $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  variam de 97,7% a 99,7%. A macrobanda de dolomito vermelho (dolomito ferruginoso na mina de Águas Claras), é constituída de dolomita quase pura e hematita evidenciada pelo teor relativamente elevado de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Quanto aos ETR, identificam-se dois grupos: um com aproximadamente 10 ppm (amostras 3, 4, 6, e 8) e outro com aproximadamente 20 ppm, (amostras 1, 2, 5 e 7). O primeiro grupo é constituído de itabirito típico e o segundo de dolomito, itabirito dolomítico e itabirito típico. A amostra 5 é a que contém o mineral interpretado, com reservas, como jarosita. Este mineral indica participação de fluidos hidrotermais a temperaturas de 150 a 300°C. Os variogramas de ETR dos itabiritos (fig. 2a) mostram um empobrecimento em ETRL e um enriquecimento em ETRP, anomalias negativas de Eu e anomalias negativas menores de Ce (Tabela 2 e fig. 2a). As assinaturas, excetuando-se as anomalias negativas de Ce, menos proeminentes, são similares às obtidas por Elderfield & Greaves (op. cit.) para as águas do Atlântico Norte abaixo de 100 m de profundidade. Os variogramas do dolomito e do itabirito dolomítico mostram assinaturas mais irregulares e um ligeiro enriquecimento em ETRL e ETRP e anomalias negativas de Eu menores ou quase ausentes (fig. 2b). A amostra 5 da Serra da Piedade evidencia uma anomalia positiva de Eu que pode estar relacionada a participação de fluidos hidrotermais de piso marinho.

## CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados pode-se deduzir que:

- os itabiritos são rochas originadas de ferriunitos precipitados quimicamente a partir de águas do mar a profundidades maiores que 100 m;
- o dolomito e o itabirito dolomítico se formaram a profundidades um pouco menores que os itabiritos típicos;
- processos posteriores de oxidação levaram a alterações nas composições mineralógica (magnetita para hematita) e química originais da rocha, principalmente quanto ao comportamento do Eu e do Ce, mais sujeitos a mobilidade com mudanças de Eh e pH;

- as assinaturas de ETR, com empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP dos itabiritos da Serra do Curral, são similares às das formações ferríferas Kuruman e Ouplaas do Supergrupo Transvaal, Proterozóico Inferior da África do Sul (Kein & Beukes, 1992, p.145, fig. 4.2.3).

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Minerações Brasileiras Reunidas S/A - MBR nas pessoas dos geólogos José Fontella Jr., René de Souza Viel e Paulo C. H. Moreira pela orientação e facilidades de acesso à mina de Águas Claras; Mineração Rio Bravo pela facilidade de acesso; à CPRM nas pessoas dos geólogos Márcia Zucchetti, Orivaldo Ferreira Baltazar e ao Prof. Mário César Herédia Figueiredo do IGC/USP pelas discussões e orientações e ao CNPq pelo apoio financeiro. Os autores ficam também agradecidos à CPRM pelas facilidades e apoio concedidos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEUKES, N. - 1980 - Suggestions towards a classification of and Nomenclature for Iron-formation. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 83: 285-290.
- BEUKES, N.J. e KLEIN, C. - 1992 - Model for Iron-Formation Deposition. In SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.) *The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study*. Cambridge University Press; New York: 1384p. Chapter 4: Proterozoic atmosphere and ocean, p. 147-151.
- BONNOT-COURTOIS, C. - 1981 - Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone FAMOUS et des Galapagos - comparaison avec les sediments metaferres. *Marine Geol.*, 39: 1-14.
- DORR, J.V.N. 2nd - 1969 - Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. - USGS - Prof. Pap. 641-A; Washington, 110p.
- DORR, J.V.N. 2nd e BARBOSA, A.L.M. - 1963 - Geology and Ore Deposits of the Itabira District Minas Gerais, Brazil. - USGS - Prof. Pap., 341-C; Washington.
- DYMEK, R.F. e KLEIN, C. - 1988 - Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Res.*, 39: 247-302.
- ELDERFIELD, H. e GREAVES, M.J. - 1982 - The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296: 214-219.
- HASKIN, L.A., WILDEMAN, T.R. e HASKIN, M.A. - 1968 - An accurate procedure for the determination of the rare earths by neutron activation. *J. Radioanal. Chem.* 1: 337-348.
- JAMES, H.L. - 1954 - Sedimentary facies of iron-formations. *Econ. Geol.*, 49: 235-293.
- KLEIN, C. - 1973 - Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formation. *Econ. Geol.* 68: 1075-1088.
- KLEIN, C. e BEUKES, N.J. - 1992 - Time Distribution, Stratigraphy, and Sedimentologic Setting, and Geochemistry of Precambrian Iron-Formations. In SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.) *The Proterozoic Biosphere: a multidisciplinary study*. Chapter 4: Proterozoic atmosphere and ocean, p.139-146.
- MAYNARD, J.B. - 1983 - *Geochemistry of sedimentary Ore Deposits*. New York, Springer-Verlag, p.1-61.
- MICHARD, A., ALBAREDE, F., MICHARD, G. MINSTER, J.F. e CHARLOU, J.L. - 1983 - Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13 N) *Nature*, 303: 795-797.
- VIEL, R.S., MOREIRA, P.C.H. & ALKMIN, F.F. - 1987 - Faciologia da formação Cauê e Gênese do Minério de Ferro Friável da Mina de Águas Claras, Serra do Curral, Minas Gerais, In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, *Anais do ... Ouro Preto*, 1987, Boletim nº 6, SBG, NÚCLEO MINAS GERAIS, p.137-153.

Tabela 1 - Análises químicas de óxidos de elementos maiores da Formação Coué, Quadrilátero Ferrífero, MG

Ord	Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O+	CO <sub>2</sub>	S	Total *
01	FR-R-001	66,70	0,31	19,80	1,60	0,09	N 0,05	< 0,05	0,50	0,23	6,70	0,06	3,40	0,20	1,80	1,30	< 0,01	99,49
02	FR-R-003	18,70	0,10	3,30	1,50	3,40	0,39	22,00	15,30	0,07	0,73	0,06	34,30	0,11	0,64	34,00	0,02	99,85
03	FR-R-004	0,45	N 0,05	0,12	7,20	0,39	0,52	27,80	20,60	0,07	0,05	0,02	43,20	0,10	0,17	43,60	0,01	100,47
04	FR-R-006	0,90	N 0,05	0,12	44,00	0,19	0,33	16,50	12,10	0,11	0,05	0,12	25,80	0,20	0,12	26,30	< 0,01	100,27
05	FR-R-007	0,90	N 0,05	0,12	53,30	0,28	0,23	14,00	9,80	0,11	0,05	0,19	21,50	0,20	0,18	21,50	0,01	100,53
06	FR-R-008	0,90	N 0,05	0,12	58,30	0,24	0,21	12,30	8,70	0,11	0,05	0,21	18,50	0,31	0,22	18,40	0,01	99,69
07	FR-R-010	63,70	N 0,05	0,12	34,60	0,09	N 0,05	0,30	0,10	0,11	0,05	0,07	0,34	0,10	0,10	0,20	0,01	99,65
08	FR-R-011	53,20	N 0,05	0,24	44,50	1,70	N 0,05	0,10	< 0,05	< 0,05	N 0,05	0,04	0,10	< 0,10	< 0,10	0,06	< 0,01	100,13
09	FR-R-014	50,70	N 0,05	0,18	48,40	0,67	N 0,05	0,10	< 0,05	< 0,05	N 0,05	0,02	0,34	< 0,10	< 0,10	0,07	< 0,01	100,66
10	FR-R-015	41,90	N 0,05	0,24	56,30	0,48	N 0,05	0,35	< 0,05	< 0,05	N 0,05	0,03	0,57	0,18	0,10	0,05	< 0,01	100,12
11	FR-R-016	59,20	0,10	0,30	39,10	0,19	N 0,05	0,45	0,07	< 0,05	< 0,05	0,12	0,38	0,10	< 0,10	0,07	< 0,01	100,06
12	FR-R-024	66,10	N 0,05	0,12	33,10	0,24	< 0,05	0,07	0,07	< 0,05	N 0,05	0,15	0,18	< 0,10	< 0,10	0,18	< 0,01	100,23
13	FR-R-026	70,10	N 0,05	0,12	29,10	0,24	N 0,05	N 0,05	< 0,05	< 0,05	N 0,05	0,07	0,30	0,17	0,14	0,05	< 0,01	100,28
14	FR-R-031	58,60	N 0,05	0,12	41,10	0,20	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	N 0,05	0,03	0,40	0,20	< 0,10	0,09	< 0,01	100,83
15	FR-R-032	64,80	N 0,05	0,12	33,90	0,14	< 0,05	0,24	0,11	< 0,05	N 0,05	0,04	0,42	0,11	< 0,10	0,35	< 0,01	100,02

N = Não detectado acima do valor registrado

< = Menor que o valor registrado

\* = Esião excluídos dos totais os teores de H<sub>2</sub>O-, H<sub>2</sub>O+, CO<sub>2</sub> e S.

Tabela 2 - Análises químicas de elementos terras raras de itabiritos e dolomitos da serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG

ORDEM	1	2	3	4	5	6	7	8
Amostra	FR-R-04	FR-R-08	FR-R-10	FR-R-11	FR-R-15	FR-R-24	FR-R-31	FR-R-32
Laboratório	CBR-757	CBR-761	CBR-763	CBR-839	CBR-843	CBR-797	CBR-804	CBR-805
La	5,333	4,511	2,484	2,908	3,362	2,538	4,216	2,219
Ce	7,125	6,761	3,483	3,080	7,860	5,158	6,682	4,184
Nd	3,801	3,343	1,420	1,145	5,425	2,018	3,121	1,396
Sm	0,972	0,788	0,410	0,480	1,350	0,555	0,741	0,388
Eu	0,172	0,177	0,047	0,063	0,345	0,085	0,104	0,046
Gd	1,148	0,851	0,520	0,590	1,314	0,580	0,917	0,372
Dy	0,765	0,898	0,460	0,600	0,970	0,380	0,953	0,290
Ho	0,182	0,217	0,098	0,144	0,181	0,069	0,235	0,065
Er	0,478	0,600	0,290	0,515	0,534	0,225	0,770	0,234
Yb	0,480	0,660	0,350	0,660	0,590	0,320	0,950	0,310
Lu	0,124	0,116	0,105	0,150	0,137	0,101	0,147	0,068
Soma ETR	20,580	18,922	9,667	10,335	22,068	12,029	18,836	9,572
Eu/Eu*Cond	0,497	0,657	0,311	0,362	0,783	0,455	0,385	0,365
Eu/Eu*Nasc	0,707	0,950	0,442	0,507	1,137	0,654	0,549	0,532
Ce/Ce*Nasc	0,651	0,720	0,716	0,583	0,858	0,959	0,762	0,950

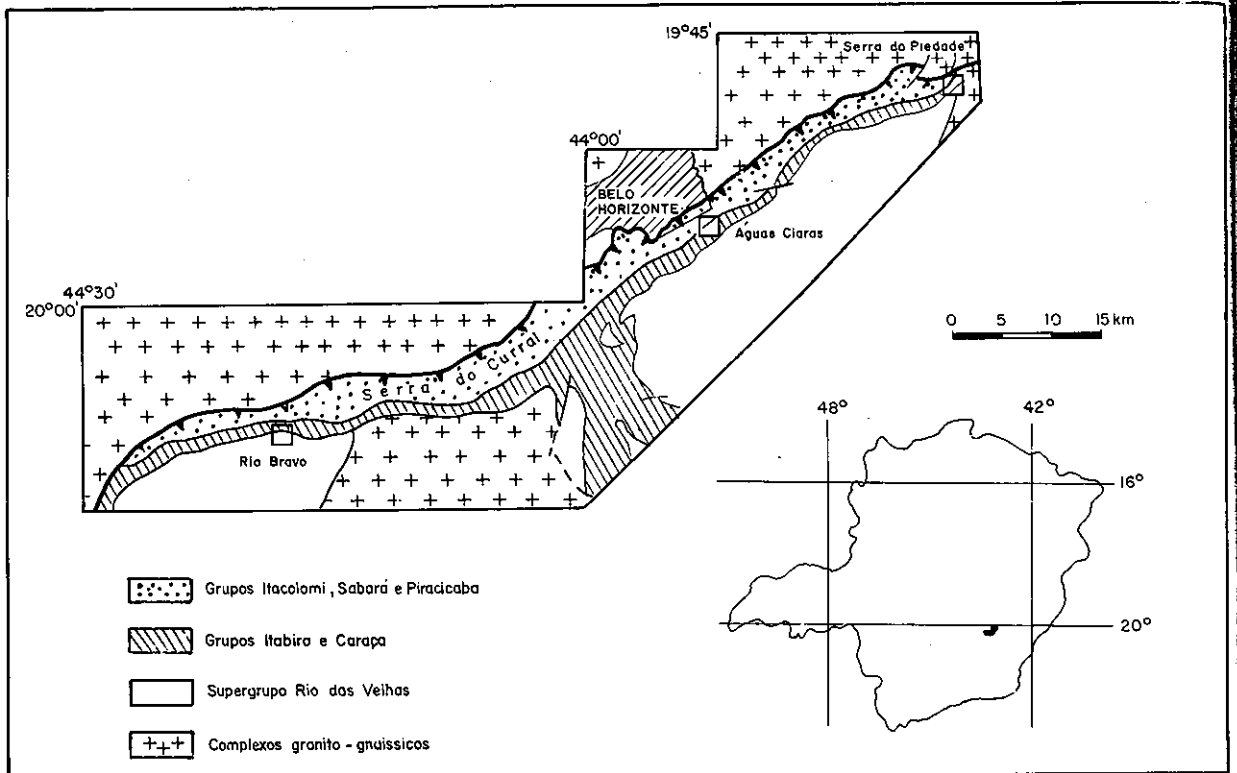


Fig.1- Mapa geológico simplificado da Serra do Curral modificado de Dorr (1969).

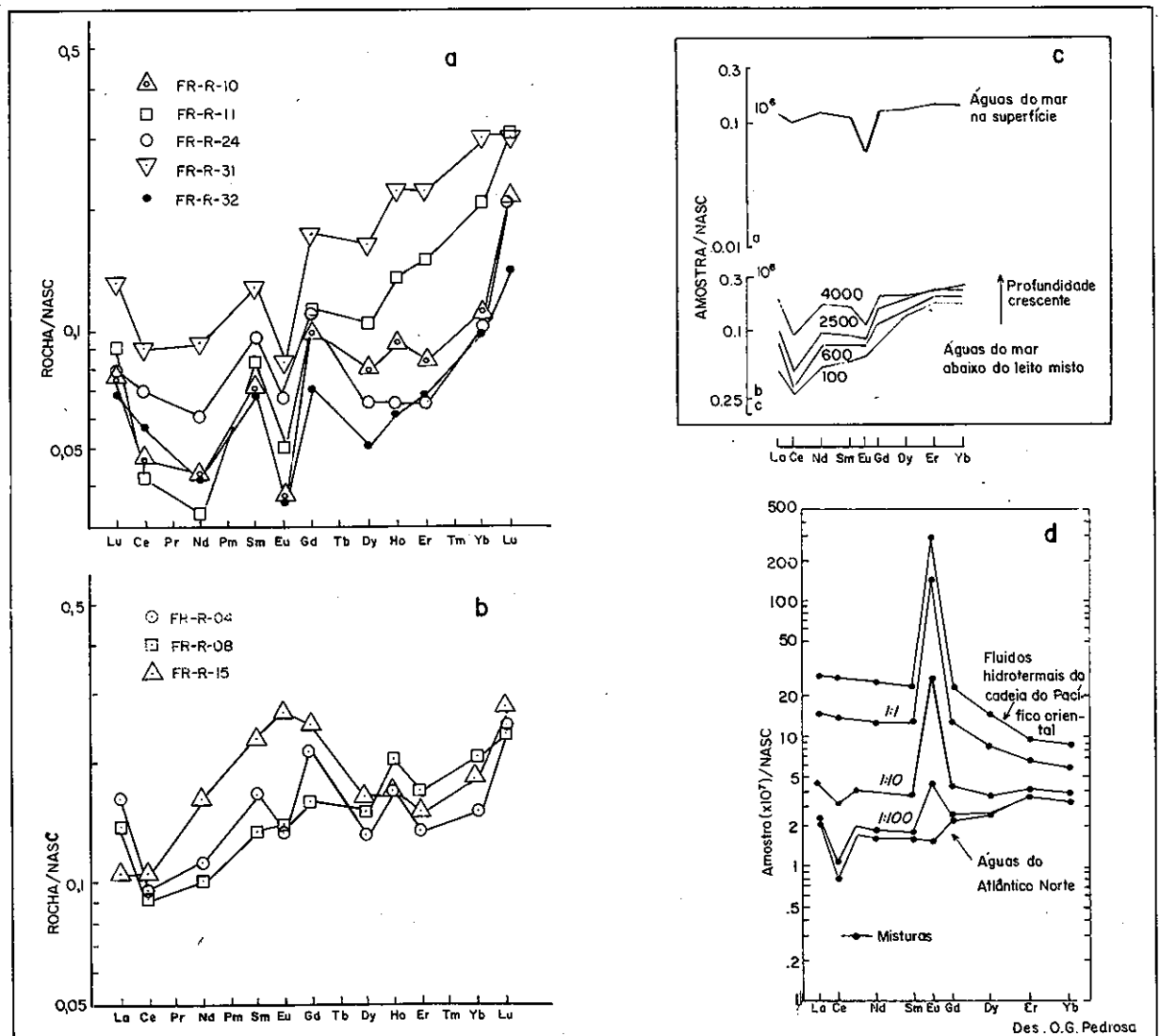


Fig.2 - Variogramas de ETRs, normalizados pelo padrão NASC, de metassedimentos químicos da formação Cauê, Grupo Itabira, (a e b). Em (c) concentrações de ETRs nas águas do Atlântico Norte (Elderfield e Greaves 1982) e em (d), variogramas de ETRs de misturas de fluidos hidrotermais e águas do mar, segundo Dymek e Klein, (1988).

## MONAZITAS DE PEGMATITOS DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL

**ESSAÏD BILAL** - ÉCOLE DES MINES DE SAINT-ETIENNE, FRANÇA.

**VITÓRIA RÉGIA MARCIANO** - CPMTC/IGC/UFMG, BELO HORIZONTE, MG.

**BRUNO FERNANDO RIFFEL** - CBMM, ARAXÁ, MG

**DARCY P. SVISERO** - IG/USP, SÃO PAULO

**JOSÉ MARQUES CORREIA NEVES** - DEP. GEOL./IGC/UFMG, BELO HORIZONTE, MG.

### INTRODUÇÃO :

As amostras estudadas neste trabalho foram coletadas em pegmatitos eopaleozóicos (~500 Ma) pertencentes à porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental, Minas Gerais. Marciano e colaboradores vêm estudando estes corpos pegmatíticos desde 1987. Os cristais de monazita analisados em microsonda eletônica (CAMEBAX) da Escola de Minas de Paris (Fontainebleau), medem de 5 a 10 cm. As monazitas pertencem a três lavras : Lavra da Generosa em Sabinópolis; lavra de Morro Escuro em Santa Maria de Itabira e lavra da Fazenda Geraldo Pinto em Euxenita. O presente trabalho aborda a geoquímica destas monazitas.

### CONTEXTO GEOLÓGICO E MINERALÓGICO :

Os pegmatitos amostrados localizam-se no complexo Guanhões, o longo da borda oriental do cráton de São Francisco (Marciano et al. 1992a). As dimensões longitudinais destes corpos pegmatíticos variam de 50 a 100 m, com espessuras entre 0,5 e 2 m. Estes são encaixados em gnaisses do complexo Guanhões (lavras de Morro Escuro e Euxenita), ou em ortogneisse, "granito Borrachudos", (lavra Generosa). Todos estes corpos são explotados para berilo (as melhores Águas-marinhas do Brasil), feldspato e quartzo. São pegmatitos zonados, tabulares, que contém mineralogia simples (Marciano et al. 1992a), sendo que fluorita e topázio só estão presentes nas lavras da Generosa e Morro Escuro, enquanto turmalinas ocorrem apenas em Euxenita. Dos niobotantalatos, euxenita (22% de  $TiO_2$ ) é encontrada na lavra homônima, enquanto a samarskita é frequente na lavra de Morro Escuro. Com destaque para a presença de U, estes niobotantalatos mostram importantes variações composicionais (Marciano et al. 1992b). Estes autores identificaram uraninita, uranmicrolita e torita, nas microfraturas destes minerais.

As monazitas estudadas apresentam fraturas essencialmente localizadas nas suas bordas. Estas microfraturas estão preenchidas por Huttonitas e silicato de ferro  $Fe_2SiO_4$  (foto 1). Feixes de microfraturas se desenvolvem a partir de cristais de Huttonita, no interior da monazita (foto 2). Na lavra Euxenita, a Huttonita parece se associar a xenotima.

### GEOQUÍMICA DAS MONAZITAS :

Dentre os elementos de terras-raras foram dosados La, Ce, Nd, Sm. Na dependência dos diferentes limites de detecção, consideraram-se os valores analíticos de concentrações superiores a  $La_2O_3 > 0.75\%$ ,  $Ce_2O_3 > 0.40\%$ ,  $Nd_2O_3 > 0.55\%$  e  $Y_2O_3 > 0.15\%$ . Teores inferiores a estes limites caracterizam os elementos dosados na categoria de traço, com precisão de medida entre 30% e 50%. A tensão aplicada é da ordem de 20Kv.

#### Características gerais

As monazitas foram coletadas em diferentes pegmatitos, sem controle da posição exata no interior de cada corpo. Este fato limita a segurança de nossas conclusões sobre a evolução delas.

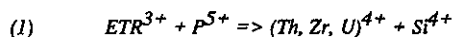
Os teores de La distinguem bem as diferentes monazitas (fig. 1). A monazita da lavra Euxenita é mais rica em Th dentre todas as amostras. Estas monazitas mostram um complexo zonamento, o núcleo é sempre rico em Th e U e pobre em La (fig. 1). A monazita (4853) da lavra Euxenita é a mais rica em Th, U, Si e Ca de todas as amostras coletadas. Os teores em Th, U, Ca decrescem do núcleo em direção a borda do cristal, enquanto os valores para Sm e Nd e ainda La, de uma forma mais amena, crescem neste mesmo sentido. O comportamento do Ca é diferente nas outras monazitas, onde observa-se um enriquecimento de Ca na direção núcleo-borda, sem contudo notar variações apreciáveis em Sm e Nd (fig. 2). As bordas das monazitas empobrecidas em Th apresentam valores de U desprezíveis. As três amostras provenientes da lavra da Generosa apresentam resultados analíticos bastante concordantes, observando-se a mesma tendência de evolução detectada a escala de cristal (fig. 1). A monazita da lavra do Morro Escuro é a mais rica em La.

#### Estequiometria

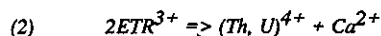
A monazita tem uma fórmula estrutural  $ABO_4$ . As fórmulas estruturais das monazitas estudadas foram calculadas na base de 16 oxigênios para obtenção de precisão suficiente no cálculo dos elementos traço. O sítio A é, geralmente, ocupado por ETR, Th, Zr, U, Ca, Fe e Al e o sítio B pelo P e Si.

O P apresenta uma correlação negativa com o Si. A soma de P e Si nas monazitas estudadas é da ordem de 4, logo o sítio B está saturado.

A relação entre elementos terras raras, Th, Ca e U mostra que o sítio A também está saturado, e que as proporções de Pr, único terra rara leve não analisado, são nulas. A razão Th/Si próxima de 1, de certas monazitas e a presença de Huttonita nos zonas de alteração sugerem a existência de uma solução sólida entre monazita e Huttonita (fig. 4). Com efeito a Huttonita apresenta a mesma estrutura da monazita (Pabst e Hutton 1951; Taylor e Ewing 1978; Kucha 1980; e Speer 1982). O mecanismo de substituição é o seguinte :



Certas monazitas (fig. 4) mostram uma razão Th/Si mais elevada (1.63). Estas monazitas são igualmente ricas em Ca e pobres em Nd e Sm (fig. 6). Estes dois elementos têm raios iônicos vizinhos do Ca (1.12 Å), são preferencialmente substituídos pelo Ca nas monazitas (Mannucci et al., 1986) conforme o mecanismo de substituição abaixo :



Esta substituição é devida à existência de uma solução sólida entre a cheralita (Ca, Ce, Th)(PSi)O<sub>4</sub> e monazita (Bowie et Horne, 1951 e Aldred, 1984). A cheralita foi observada como inclusões na monazita.

A correlação positiva da razão Th/Ca+Si próxima de 1 (fig. 5) sugere que as duas substituições descritas acima desempenham um papel importante na introdução do Th na monazita. A monazita da lavra Euxenita apresenta até 10% de cheralita em soluções sólida, enquanto as monazitas das lavras da Generosa e Morro Escuro são nitidamente mais ricas na fase Huttonita (tabela 1)

Tabela 1 : Proporção de cheralita e Huttonita na solução sólida das monazitas.

Lavra	Euxenita	Generosa	Morro Escuro
Cheralita	1% - 10%	1%	2%
Huttonita	11% - 13%	15% - 17%	13% - 15%

## DISCUSSÃO :

As monazitas analisadas dos diferentes corpos pegmatíticos apresentam uma diminuição, muito marcante, do Th e um aumento do La nas zonas de fraturas e, essencialmente, nas bordas dos cristais. Este comportamento do Th e La foi observado tanto em escala de cristal como de afloramento na lavra da Generosa (fig 1). A cristalização da Huttonita é tardia e devida a alteração que ocorre na borda da monazita. Um feixe de microfaturas radiadas centradas em torno do cristal de Huttonita aumenta a alteração da monazita e percolação do fluido tardio (foto 1 e 2). Estas microfaturas são preenchidas, por silicato de ferro (Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>). A transformação da monazita primária rica em Th em Huttonita e monazita

secundária rica em La se fez segundo a reação (3), em função da composição dos minerais presentes e supondo-se que os elementos terras raras permaneceram imóveis.

(3)



A evolução antagônica entre Th e La nestas monazitas traduz, provavelmente, os fenômenos metassomáticos tardios (albitização) que afetaram os corpos pegmatíticos. Com efeito, durante o processo de albitização dos granitos do maciço Sucuri, Goiás (Bilal, 1991) as monazitas também se apresentaram com a mesma evolução (fig. 6).

O comportamento do Ca é um pouco mais complexo. Ele diminui do núcleo para a borda na amostra da lavra Euxenita (apresenta cheralita em cristais isolados), mas aumenta nas bordas das monazitas dos outros pegmatitos. O Nd e Sm substitui geralmente o Ca porém, nesta amostra não ocorre variação apreciável destes elementos (fig. 2). A reação (2) não explica a variação no comportamento do Ca. Ocorre interferência de outro fator que não o cristalquímico na introdução do Ca nas estruturas destas monazitas. Provavelmente houve variação na atividade do Ca no fluido. Com efeito, Lumpkin e Chakoumakos (1988), observaram que o fluido hidrotermal presente durante a albitização do pegmatito Harding (New Mexico, USA) se fazia enriquecido em Ca, P, Y e ETR. A presença de pequenos cristais de fluorita associado à albita tardia demonstra um ligeiro aumento da atividade do Ca no fluido devido provavelmente a albitização tardia dos feldspatos. As bordas das monazitas registram as variações químicas produzidas pelos fluidos tardios.

Os teores em U variam em função dos corpos pegmatíticos e associações minerais. Nas lavras de Euxenita e Morro Escuro as monazitas estão associadas à samarskita, euxenita e tântalo-columbitas. As bordas e zonas alteradas das monazitas são desprovidas de U. Uranomicrolita, uraninita e torianita foram observadas nas fraturas dos niobotantalatas (Marciano et al. 1992b). A cristalização tardia dos minerais de urânio está provavelmente, ligada à lixiviação do U das monazitas. O teor de U nas amostras da lavra da Generosa não apresenta variação dentro do cristal e não foram encontrados minerais de U nesta lavra. Os teores medios de U das monazitas desta lavra (0.07% a 0.22% UO<sub>2</sub>) são menores que aqueles apresentados pelas outras lavras (0.19% a 0.39% na lavra Euxenita e 0.24% a 0.42% UO<sub>2</sub> na lavra de Morro Escuro). A presença da uraninita não deve estar ligada somente à fugacidade do oxigênio, mas também à diversidade de fontes.

Na lavra do Morro Escuro a razão Ce/Th está compreendida entre 3 e 4 na monazita et 0.5 a 1 na samarskita. O coeficiente de distribuição do Ce e Th entre a monazita e a samarskita (KD = Ce/Th monazita / Ce/Th samarskita) está entre 4 e 6, indicando que estes dois minerais não se encontram provavelmente em equilíbrio (KD = 1).



**CONCLUSÃO :**

As monazitas analisadas de alguns pegmatitos da porção centro-oeste da Província Pegmatítica Oriental apresentam uma solução sólida em proporção variável de cheralita e Huttonita. Os teores em Th e La destas monazitas são característicos para cada corpo. O enriquecimento em La acompanhado pela diminuição do Th nas monazitas é devido a alteração durante o estágio metassomático tardio (albitização) que afetou os pegmatitos. Durante este estágio, os fluidos hidrotermais se enriqueceram em Ca, Y, P e ETR. Os teores em U destas monazitas estabeleceram separação dos pegmatitos com minerais de urânio dos outros.

**AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem a todas as instituições, pessoas e agências financiadoras que tornaram possível a execução deste trabalho, em especial ao CPMTc do I.G.C. da UFMG, Escola des Mine de Saint-Etienne (França), CBMM, a FAPEMIG e ao CNPq. Ao colega Pedrosa Soares agradecemos a tradução e os comentários que melhoraram o texto original.

**BIBLIOGRAFIA :**

- Aldred, A. T., 1984. Crystal chemistry of ABO<sub>4</sub> compounds. In G. S. Barney, J. D. Navrital, and W. W. Schultz, Eds., *Geochemical behavior of disposed radioactive waste*. ACS Symposium Series, vol. 246, 305-314. American Chemical Society, Columbus, Ohio.
- Bilal E., 1991. Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de l'Etat de Goiás (Bresil) et des formations métassomatiques associées aux minéralisations en Sn et Be. Tèse de Doctorat Escola des Minas de Paris, 480p.
- Bowie SHU et Horne JET 1953. Cheralite, new mineral of the monazite group. *Mineral. Mag.* 30 : 93-99.
- Kucha H. 1980. Continuity in the monazite-huttonite series. *Mineral. Mag.* 43 : 1031-1034.
- Lumpkin, G. R. et Chakoumakos, B. C., 1988. Chemistry and radiation effects of thorite-group minerals from the harding pegmatite, Taos County, New Mexico. *Amer. Mineral.*, 73 : 1405-1419.
- Mannucci G., Diella V., Gramaccioli CM et Pilati T., 1986. A comparative study of some pegmatitic and fissure monazite from the Alps. *Can. Mineral.*, 24 : 469-474.
- Marciano VRPR, Riffel B. F., Correia Neves J. M. et Svisero D. P., 1992. Estudo preliminar de niobio-tantalados da borda centro oeste da Província Pegmatítica Oriental. 6 Simposio de Geologia de Minas Gerais
- Marciano VRPR, Correia Neves J. M., Svisero D. P., Quintão N. H. e Tabias da Silva L. C. T. 1992 b. Pegmatitos do bordo sudeste do craton Sanfranciscan, em Minas Gerais localização, características morfo-estruturais e mineralogia. *Revista Escola de Minas*, vol. 45 : 199-200.
- Pabst, A. et Hutton, C. O., 1951. Huttonite, a new monoclinic thorium silicate; with an account of its occurrence, analysis and properties. *Amer. Mineral.*, 36 : 60-69.
- Speer, J. A., 1982. The actinide orthosilicates. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy.*, 5 : 113-135.
- Taylor, M. H. et Ewing, R. C., 1978. The crystal structures of the ThSiO<sub>4</sub> polymorphs : Huttonite and Thorite. *Acta Crystallographica*, B34, 1074-1079



Xenotíma

Huttonita

Monazita (Th)

Huttonita

Monazita (La)



Núcleo -----><----- Borda ----->

Foto 1 : Zonas de fraturas essencialmente na borda da monazita.

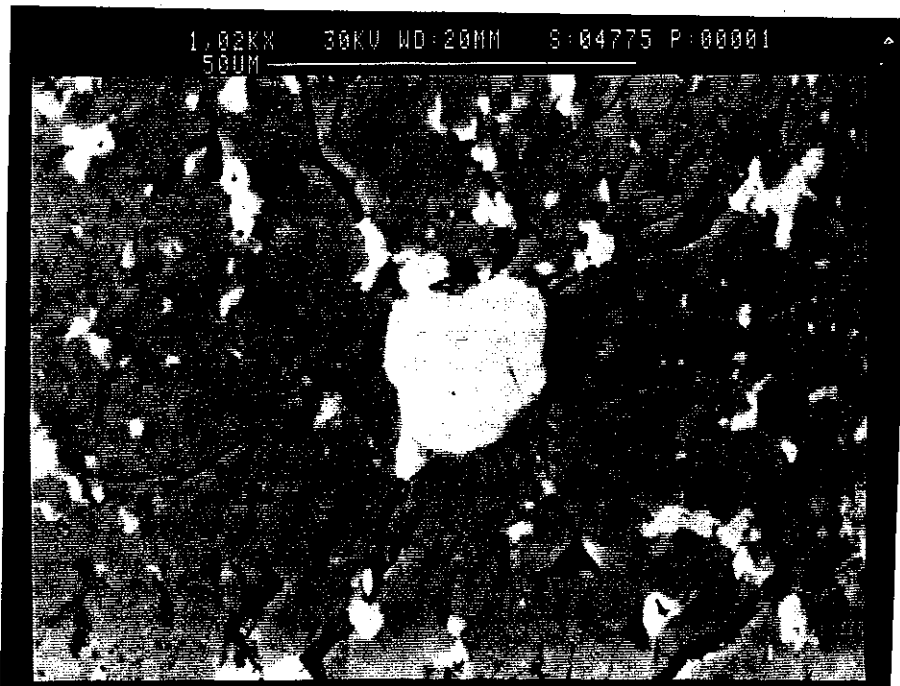


Foto 2 : Feixe de microfraturas radiadas a partir do cristal de Huttonita.

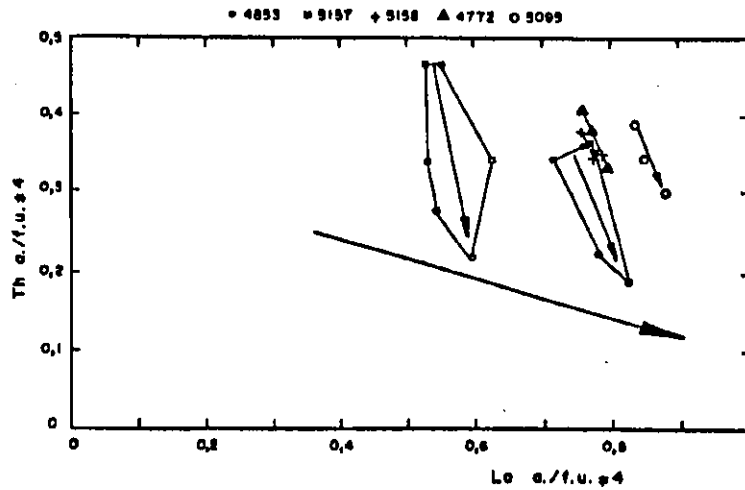


Figura 1 : Distribuição das monazitas no diagrama Th/La (a/f.u. : átomos por fórmula unitária). Amostra 4853 é da lavra Euxenita; amostras 5157, 5158 e 4772 são da lavra Generosa e amostra 5095 é da lavra Morro Escuro.

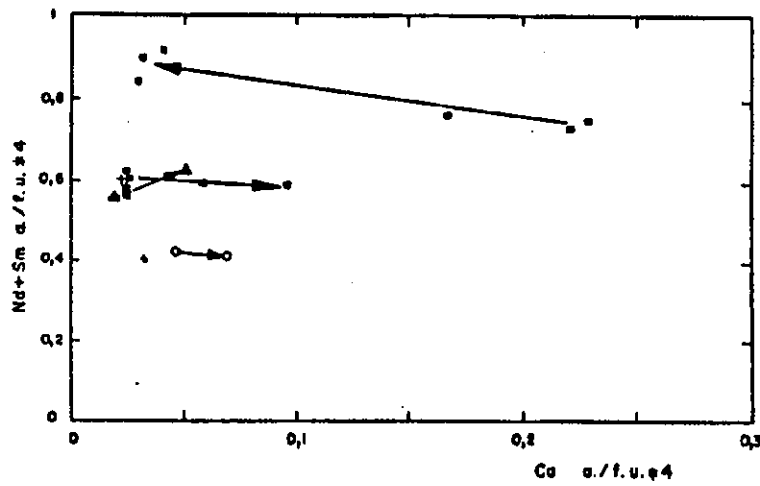


Figura 2 : Diagrama Nd+Sm / Ca (símbolos conforme figura 1).

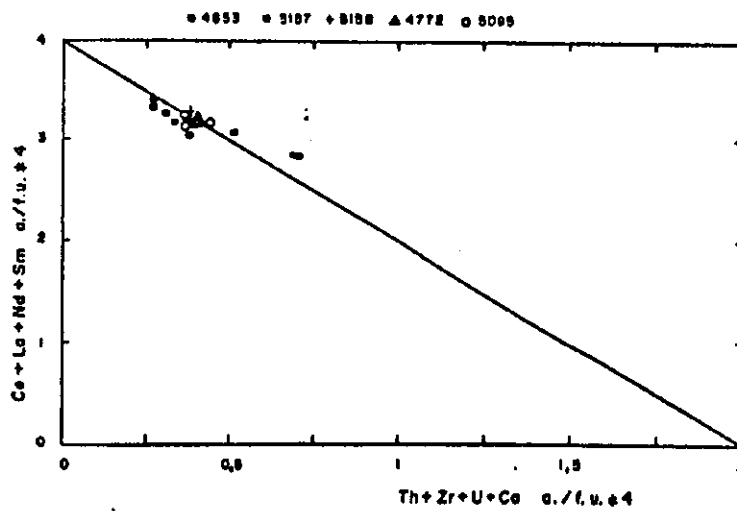


Figura 3 : Diagrama de substituição de elementos no site A ETR/Th+Zr+U+Ca das monazitas (símbolos conforme figura 1).

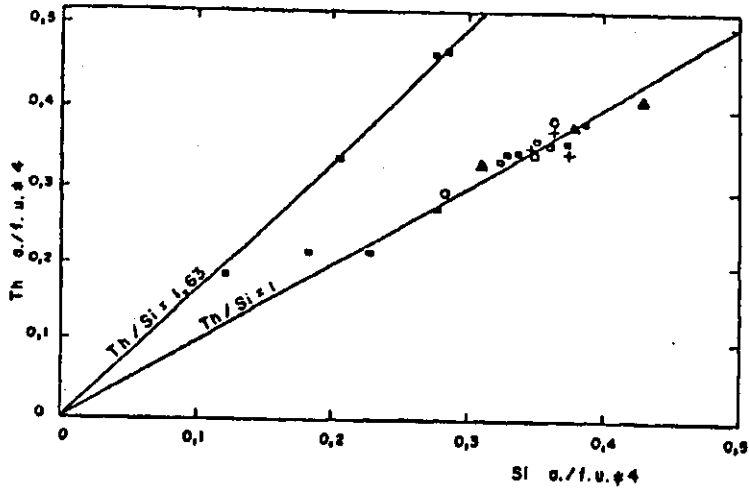


Figura 4 : Diagrama de substituição Th / Si (a.f.u. : átomos por fórmula unitária) das monazitas (símbolos conforme figura 1).

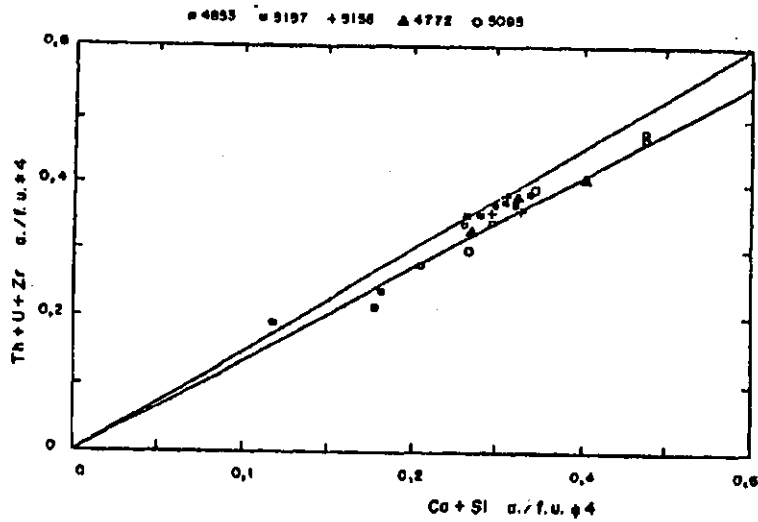


Figura 5 : Diagrama de substituição Th+U+Zr / Ca+Si das monazitas (símbolos conforme figura 1).

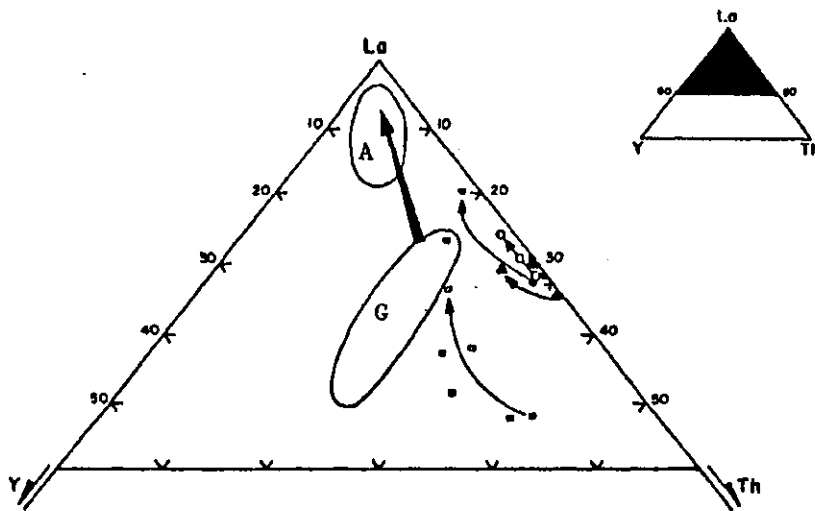


Figura 6 : Distribuição das monazitas estudadas na diagrama Th - La - Y de BILAL (1991). G corresponde a evolução das monazitas nos granitos do maciço Sucuri (Goiás) e A monazitas nos albitos (símbolos conforme figura 1).

## OS MACIÇOS DE TABUÕES E RITÁPOLIS NA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI, GRANITÓIDES TRANSAMAZÓNICOS COM A ASSOCIAÇÃO GRANITO-TRONDHJEMITO-PEGMATITO

**J. QUÉMÉNEUR** - CPMTC/IGC/UFGM, BELO HORIZONTE, MG

**D. GARCIA** - ECOLE DES MINES DE SAINT ETIENNE, SAINT ETIENNE, FRANÇA

*-Auxílios financeiros e analíticos do convênio CAPES-COFECUB e da FAPEMIG.*

### INTRODUÇÃO

Recentes dados geocronológicos demonstram a existência de uma faixa de granitóides transamazônicos na borda meridional do Cráton do São Francisco. Entre os principais corpos datados podem ser citados os seguintes (fig. 2): -Granito de Quilombo perto de Fortaleza de Minas datado Rb/Sr  $1878 \pm 50$  Ma (Choudhuri et al. 1991). - Granito de Porto-Mendes datado Rb/Sr  $2200 \pm 175$  Ma (Teixeira 1985). - Granodiorito de Lavras datado Rb/Sr  $1982 \pm 134$  Ma (Heilbron et al 1989). -Trondhjemitos Tabuões datado Rb/Sr  $1932 \pm 20$  Ma (Quéméneur e Vidal 1989). - Trondhjemitos do Alto Maranhão datado U/Pb em zircão transamazônico (com. oral Noce 1993). Outros corpos de características petrográficas e geoquímicas semelhantes com estes granitóides podem ser atribuídos também ao Transamazônico, tais como os granitos de Perdões e Ritápolis.

Os maciços de Tabuões e Ritápolis apresentam uma grande variedade petrográfica com a presença de granito, adamellito, granodiorito, trondhjemitos e tonalito. Tal complexidade parece representativa do conjunto dos granitóides transamazônicos.

Estes maciços ocorrem ao norte de São João Del Rei e são intrusivos no greenstone belt do Rio das Mortes (oeste do greenstone Barbacena). Os dois complexos graníticos não mostram nem foliação nem xistosidade metamórficas. Estreitas faixas cataclazadas ou milonitizadas orientadas EW frequentes na borda meridional do maciço de Ritápolis, são relacionadas à zona de cisalhamento Nazareno-São João Del Rei.

### O MACIÇO DE TABUÕES

É um pluton de forma oval com cerca  $20 \times 10$  km localizado ao sudeste da Serra de Bom Sucesso, ele é intrusivo em gnaisses e anfibolitos arqueanos no norte e ao sul no tonalito de Ibituruna. Ele desenvolve uma auréola de metamorfismo de contato visível desde sua borda oeste até a Serra.

O maciço é constituído por duas litologias muito contrastantes; a parte essencial do corpo é formada por trondhjemitos (Tdhj 1) enquanto em vários pontos da sua periferia aparece um granito fino a K-feldspatos (Gr.f.1).

Tdhj.1 é uma rocha mesocrática a leucocrática de grão médio (1 a 5mm), formado por 50 a 60% de oligoclásio ( $An_{22}$  a  $An_{26}$ ), 20 a 30% de quartzo, 10%

de microclina e 5% de biótita verde; os acessórios são apatita, allanita, zircão e ilmenita. Quimicamente, Tdhj.1 é caracterizado por uma relação Na+Ca/K muito alta (5 a 10) e uma relação Na/Ca relativamente baixa (média 3,12).

O granito fino é constituído por 25 a 30% de microclina, 25 a 30% de oligoclásio, 25 a 30% de quartzo e 5% de biótita. Os principais acessórios são a allanita, a apatita e o zircão. Quimicamente Gr.f.1 é caracterizado por baixos teores em Mg e Ca, altos teores em Y, Th e Li relação Na/Ca alta (7,08); o índice A/CNK=1,09 corresponde a uma composição hiperaluminosa.

### O MACIÇO DE RITÁPOLIS

Ele forma um grande complexo de cerca 25km de diâmetro constituído por uma grande variedade de granitóides. A maior área corresponde a um leucogranito adamellítico (Gr.ad.) hiperaluminoso (A/CNK=1,10). Este granito, que forma o centro do maciço, é bordejado ao nordeste e ao sudoeste por um granito fino (Gr.f.2) parecido com o granito fino a Y do Tabuões: apresenta a mesma composição mineralógica, porém contém monazita e mais allanita. Geoquimicamente, o granito fino de Ritápolis apresenta teores excepcionais em Y com uma média de 314ppm. Gr.ad. ocupa uma posição vizinha do Gr.f.2 no diagrama Q-P de De Laroche (1966), mas os dois granitos diferenciam-se nitidamente pelos teores em ETR (Ce Gr.ad.= 53ppm, Ce Gr.f.2.= 174ppm) e pela relação Fe/Mg maior no Gr.f.2 do que no Gr.ad.

No canto sudeste do maciço aflora uma grande variedade de rochas granitóides das quais uma parte não pertence a ele: são dioritos, trondhjemitos, granodioritos e granitos adamellíticos. O diorito pode representar, como o tonalito de Ibituruna, os restos de uma intrusão mais antiga. O trondhjemitos tectonizado de Caxambu (Avila 1992) é provavelmente anterior ao maciço de Ritápolis. Trondhjemitos não deformados ocorrem irregularmente nesta borda sudeste. A composição destes trondhjemitos (tdhj.2) é diferente da dos trondhjemitos Tabuões, apresentando menor teor em CaO (2,5% em vez de 3,04%), maior teor em Li (89ppm) e Na/Ca mais alto. Nota-se que o trondhjemitos de Caxambu tem uma composição química parecida com os trondhjemitos de Ritápolis e pode tratar-se da mesma rocha tectonizada. O granodiorito aflorante ao sul de Ritápolis mostra uma

composição química e mineralógica intermediária entre o granito adamellitico e os trondhjemitos.

A presença de numerosos veios aplíticos de composição trondhjemítica nas rochas encaixantes da borda meridional do maciço sugere a existência de uma fase trondhjemítica precoce na formação do granito de Ritápolis.

### OS PEGMATITOS.

Existe um campo pegmatítico nas bordas leste, sul e sudoeste do granito de Ritápolis. Este campo estende-se até 15km a oeste com os pegmatitos de Volta Grande (Quéméneur 1987). São pegmatitos a Sn e Ta dos quais certos termos, muito evoluídos, são excepcionalmente ricos em Rb e Li. O granito adamellitico constitui a fonte mais provável dos pegmatitos apesar dos trondhjemitos apresentarem certas semelhanças geoquímicas com os pegmatitos, tais como os altos teores em Li, Sn e Na.

### ALBITIZAÇÃO.

Parte das rochas do sudeste do maciço de Ritápolis parece ter sido albitizada: análises com microsonda eletrônica mostram a presença em uma mesma amostra de oligoclásio (An<sub>12</sub>) e de albita (An<sub>1,7</sub>). As rochas mais albitizadas são mais ricas em elementos raros tais como Be e Nb.

### CONCLUSÕES

A associação trondhjemito-granodiorito-adamellito-granito não parece resultar de um processo de diferenciação magmática, mas da mistura de dois magmas: um magma trondhjemítico e um magma granítico. A diferença de viscosidade poderia explicar a individualização de maciços trondhjemíticos precoces. Este caráter bimodal com granito-trondhjemito existe em outros maciços transamazônicos da borda sul do Cráton tal como o do Alto Maranhão, mostrando uma certa semelhança com os plutons brasileiros do Espírito Santo (Murad & Wiedemann 1992).

Os diagramas Rb/Y+Nb, Y/Nb e Rb/Yb+Ta de Pearce et al. (1984) para classificação geotectônica dos granitoides não fornecem resultados muito coerentes com os granitoides estudados: Os pontos agrupam-se por famílias petrográficas e não por maciço; assim os pontos dos trondhjemitos estão no campo dos arcos vulcânicos insulares, os granitos e adamellitos no campo da zona sintectônica colisional e os granitos

finos caem no campo dos granitoides intraplacas. Tais resultados apontam os limites do método para interpretação geotectônica.

TABELA 1 : Alguns dados geoquímicos dos principais tipos de granitoides estudados.

	Tdhj.1	Tdhj.2	Gr.d.	Gr.f.1	Gr.f.2	Gr.ad.
SiO <sub>2</sub> %	68,7	68,1	70,5	71,8	72,0	72,5
MgO %	1,01	0,95	0,50	0,38	0,37	0,24
CaO %	3,04	2,50	1,65	0,83	1,02	0,60
Na/Ca	3,12	4,03	4,77	7,08	6,49	12,5
Y ppm	33,5	14,8	12,2	65,0	314	59
Th ppm	17,8	15,7	19,0	90,0	50,0	37,8
Li ppm	25,5	89,0	66,2	48,8	65,5	24,2

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- AVILA, C.A. 1992. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas intrusivas precambrianas (unidade metadiorítica e unidade metatondhjemítica Caburu) nas rochas do greenstone belt Barbacena, São João Del Rei, Minas Gerais. *Tese mestrado ined. IG/UFRJ*. 226p.
- CHOUDHURI, A.; COSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, C.A.J. & YER, S.S. 1991. The Quilombo granite in the Morro do Ferro greenstone belt, SW Minas Gerais, and character of the transamazonian event. *6 Simpósio Geol. Minas Gerais. An. p. 152-153.*
- HEILBRON, M.; GONÇALVES M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V. & KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da região entre Lavras, São João Del Rei, Lima Duarte e Caxambu. *Acad. Bras. Ciên. An. 61 (2)*. p. 177-199.
- LA ROCHE, H. de. 1966. Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 262 (D). p. 1665-1668.
- MURAD, A. & WIEDEMANN, C.M. 1992. Feições contrastantes do magmatismo final de tendência alcalina no cinturão movel Ribeira, o exemplo do pluton de Conceição do Muqui ES. *Cong. Bras. Geol. An. Vol.1*. p.343-344.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. 1984 Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 4, p. 956-983.
- QUÉMÉNEUR, J. 1987. Petrography of the pegmatites of the Rio das Mortes Valley, southeast Minas Gerais Brasil. *Proceedings of the ISGAM. Rev. Bras. Geociências*. 61(2). p. 595-600.
- QUÉMÉNEUR, J. & VIDAL, P. 1989. Primeiras datações radiométricas dos granitos da região de São João Del Rei. *4 Simpósio Geol. Minas Gerais. An. V7*. p. 135-148.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas. *Tese doutorado ined. São Paulo*. 207p.

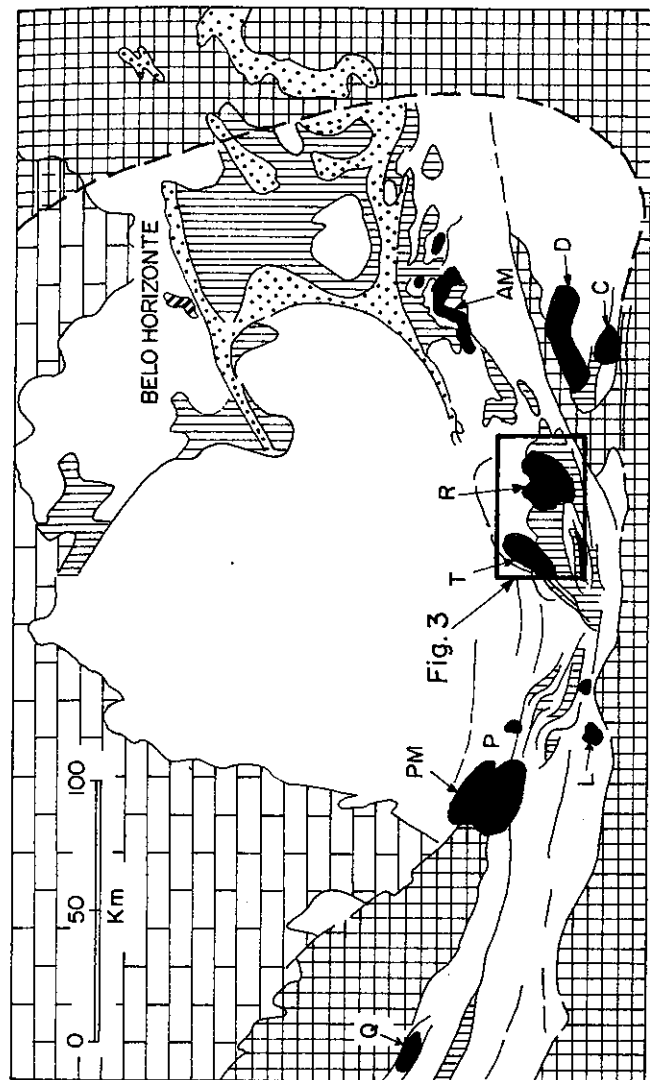


Fig. 2

**GRANITOS  
TRANSAMAZÔNICOS**

- Q - QUILOMBO
- PM - PORTO MENDES
- P - PERDÕES
- L - LAVRAS
- T - TABUÕES
- R - RITÁPOLIS
- AM - ALTO MARANHÃO
- C - CAMPOLIDE
- D - DORES DO CAMPO

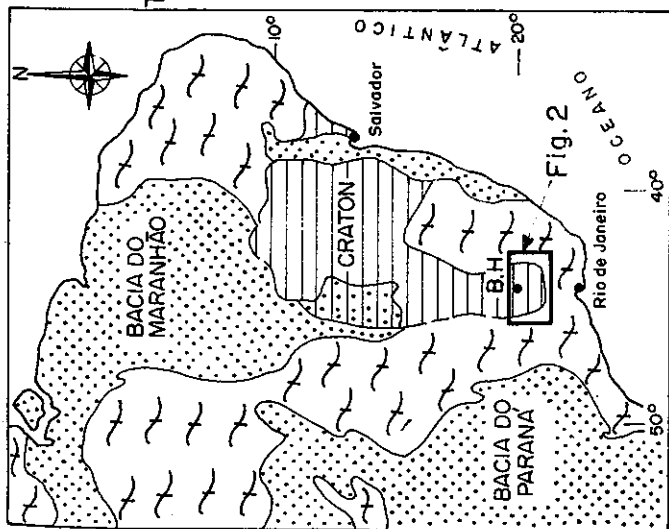


Fig. 1 LOCALIZAÇÃO

Legenda da Fig. 2

- GRANITOS TRANSAMAZÔNICOS
- GREENSTONE BELTS
- ARQUEANO GRANITO-GNAISSE
- GRUPO BAMBUÍ
- REGIÃO FORA DO CRATON
- SUPER-GRUPO MINAS

Legenda da Fig. 3

- ROCHA ULTRAMÁFICA
- GABRO
- GREENSTONE BELTS
- GNAISSE
- MIGMATITOS E ORTOGNAISSE
- GRUPO SÃO JOÃO DEL REI
- GRANITO ORIENTADO
- GRANITO NÃO DIFERENCIADO
- TRONDHEJMITO
- GRANITO OU ADAMELITO
- GRANITO FINO A Y
- SUPER-GRUPO MINAS
- DIORITO
- GRANITO ARQUEANO

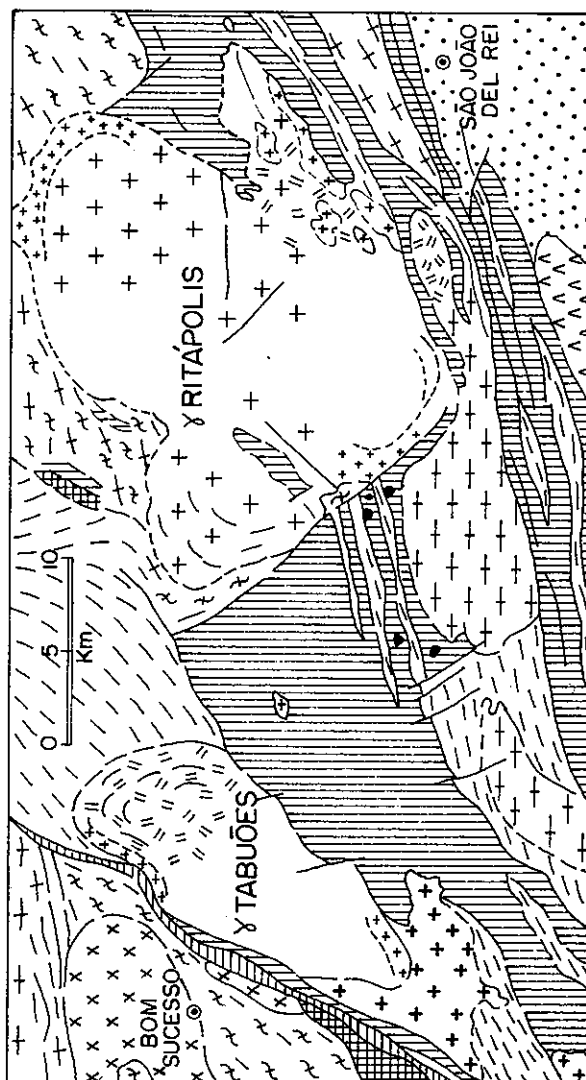


Fig. 3- OS MACIÇOS DE TABUÕES E RITÁPOLIS - QUÉMENEUR & GARCIA, 1993

# VARIAÇÕES QUÍMICAS DO GRANITO MAMONA (COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM) NA ZONA DE CISALHAMENTO DO CONTATO COM O SUPERGRUPO MINAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

JORDT-EVANGELISTA, H. (\*)

CARNEIRO, M. A. (\*)

LINDENBERG, S. F. (\*)

(\*) DEGEO/EM/UFOP

## 1. INTRODUÇÃO

O Complexo Metamórfico Bonfim aflora na porção ocidental do Quadrilátero Ferrífero e representa uma variada seqüência litoestratigráfica (Carneiro 1992). Esta seqüência, que tem uma evolução estritamente arqueana, é constituída por várias suítes de rochas ígneas e metamórficas, onde se destacam alguns corpos de granitóides (e.g. Tonalito Samambaia, Granito Brumadinho e Granito Mamona; Carneiro 1992). Destes, o Granito Mamona, que apresenta um contato tectônico de caráter extensional com os quartzitos Moeda do Supergrupo Minas (Endo & Nalini 1992; Hippert *et al.* 1992), tem uma idade U/Pb em zircão da ordem de 2721 +/- 3 Ma (Machado *et al.* 1992). Este granito exibe, ao longo de um corte de 150 metros, na altura do Km 6 da Rodovia que liga a BR040 à cidade de Moeda, excelentes afloramentos, onde é possível observar inúmeras zonas de cisalhamento discretas com espessuras milimétricas a métricas. Ao longo destas zonas, em virtude de uma deformação de intensidade variável, o granito foi transformado em protomilonitos, milonitos e filonitos.

O granito é de granulação grossa, com plagioclásios e álcali-feldspatos perfiticos, que atingem alguns centímetros de tamanho. O mineral máfico principal é a biotita. A textura ainda preserva características de cristalização magmática, tais como plagioclásios euédricos. A deformação causou o fraturamento dos feldspatos e a parcial recristalização dinâmica marginal do quartzo, gerando uma estrutura núcleo-manto. Com um aumento na intensidade da deformação foram formados milonitos, cujos plagioclásios sofreram intensa sericitização. A microclina encontra-se muito segmentada, mas sua alteração em sericita foi incipiente. Nos filonitos, que representam o estágio de maior deformação, também a microclina praticamente foi toda convertida em mica branca. Estas rochas são ultramilonitos hidratados, com a aparência sedosa de filitos, compostos essencialmente por quartzo fino e sericita. Um segundo tipo de filonito contém grande quantidade de clorita, possivelmente gerada às custas de biotita. Na tabela 1 têm-se as composições modais médias destes tipos litológicos.

A deformação ocorreu em condições de temperaturas da fácies xisto-verde e foi acompanhada

da infiltração de fluidos aquosos, que propiciaram as reações de sericitização dos feldspatos. A caracterização detalhada da petrografia e das microestruturas do granito e dos produtos da sua transformação sin-cinemática, bem como dos possíveis mecanismos de deformação em escala de grão encontra-se em Jordt-Evangelista *et al.* (1993).

Tabela 1: Composição modal média do Granito Mamona e dos produtos da sua transformação sin-deformacional (em % vol.).

	Granito	Milonito	Filonito sericítico	Filonito clorítico
Quartzo	33,5	51,0	53,0	15,0
Microclina	29,0	15,0	6,0	0,0
Plagioclásio	25,0	2,0	0,0	+
Biotita	6,5	0,5	+	3,0
Mica branca	6,0	31,5	41,0	7,0
Outros	+	+	+	75,0*

+ Menor que 0,5% \* Clorita 67; opacos 4; titanita 2; epidoto 2

O objetivo do presente trabalho é o estudo das variações químicas resultantes do processo de transformação sin-cinemática do Granito Mamona.

## 2. QUIMISMO

As composições químicas do granito e dos produtos da sua transformação sin-cinemática constam na tabela 2. O grupo de rochas I corresponde aos granitos, que ainda exibem texturas ígneas. O grupo II representa os milonitos, que sofreram uma deformação de intensidade média. O grupo III é dos filonitos sericíticos, que são as rochas mais intensamente deformadas. O grupo IV é de filonitos cloríticos, que, no caso da análise 13, compõem-se praticamente só de clorita bastante rica em magnésio. Esta rocha ocorre no contato com os quartzitos.

As análises da tabela 2 foram plotadas no diagrama An-Ab-Or (fig. 1), caindo todas no campo dos granitos. No entanto, as rochas miloníticas e filoníticas situam-se próximas ao vértice do triângulo ocupado pelo ortoclásio. Isto é o resultado, conforme será visto adiante, do enriquecimento relativo em K frente a Ca e Na.



Tabela 2: Composição química do Granito Mamona e dos produtos de sua transformação sin-deformacional (% em peso). Grupo I = granitos; Grupo II = milonitos; Grupo III = filonitos sericiticos; Grupo IV = filonitos cloríticos.

	GRUPO I				GRUPO II			GRUPO III				GRUPO IV	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	74,12	71,50	71,80	75,56	73,40	74,72	79,20	72,35	78,10	73,54	72,00	43,30	28,10
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,35	0,38	0,28	0,27	0,29	0,34	0,16	0,16	0,14	0,13	2,30	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,84	13,00	12,90	12,04	12,90	11,98	9,90	13,99	10,90	13,29	16,00	13,60	19,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27*	0,63	0,84	2,11*	1,50	2,22*	0,88	2,74*	1,40	2,52*	1,30	3,00	2,10
FeO	-	2,40	2,60	-	2,50	-	1,00	-	0,79	-	0,72	16,20	8,00
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,21	0,13
MgO	0,29	0,57	0,87	1,04	1,40	1,77	1,90	1,40	1,50	1,32	0,68	6,40	27,80
CaO	1,06	1,20	1,30	0,69	0,24	0,24	0,22	0,06	0,10	0,06	0,08	5,50	0,17
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,10	2,20	2,66	1,10	0,14	0,14	0,11	0,10	0,11	0,47	0,88	0,03
K <sub>2</sub> O	4,93	5,60	5,40	3,95	4,70	6,07	4,90	6,21	4,90	5,63	6,10	0,80	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	-	-	0,05	-	0,05	-	0,03	-	0,03	-	-	-
PF	1,48	0,99	1,02	1,08	1,61	2,98	1,24	2,85	1,79	-	2,21	5,92	11,38
Total	100,51	99,37	99,35	99,49	99,65	100,48	99,75	99,92	99,76	96,66	99,70	98,11	98,27

### 3. BALANÇO DE MASSA

A simples inspeção dos dados das análises químicas pode não ser suficiente para deduzir-se as variações químicas reais, já que a soma dos óxidos é sempre calculada para um total igual a 100. Desta forma, nenhum componente é independente dos outros e há uma infinidade de soluções para a interpretação da transferência dos componentes (Gresens, 1967, Kerrich *et al.*, 1977). Há diversas maneiras de se tratar os dados das análises para estabelecer-se a proporção real de ganhos e perdas de elementos durante o metassomatismo.

#### Célula padrão de oxigênio:

No modelo de Barth (1948), os cálculos são baseados no princípio de constância de volume. Sabe-se que o volume das rochas silicatadas é praticamente definido pelos íons oxigênio, que constituem, nas rochas comuns, mais de 94% do seu volume. Os cátions, pequenos, ocupam os interstícios entre os oxigênios e pouco influenciam o volume da rocha. O mecanismo de alteração isovolumétrica é possível se houver migração e troca de cátions num meio composto de íons oxigênio relativamente estacionários. Logo, quando se deseja comparar unidades isovolumétricas de rocha, deve-se comparar unidades contendo o mesmo número de oxigênios. Barth (*op.cit.*), criou a chamada Célula Padrão de Oxigênio, também chamada de Célula de Barth. Ela é definida como uma unidade de rocha contendo 160 oxigênios. Nas rochas comuns, usualmente 100 cátions combinam com estes 160 oxigênios. O princípio dos cálculos de balanço de massa através da célula de Barth é verificar qual é a quantidade de cada cátion que está combinada com 160 oxigênios nas rochas analisadas. Mantendo-se constante o número de oxigênios (e portanto também o volume das rochas), pode-se então

verificar que mudanças houve, em termos de cátions, de uma rocha para outra.

Com o auxílio do programa de computador desenvolvido por Chaves & Roeser (1987), calcularam-se as células de Barth para os granitos e para os filonitos sericiticos, cujas composições químicas médias se encontram na tabela 3.

A tabela 3 mostra que só uma quantidade bastante pequena da substância rochosa precisa migrar para acarretar consideráveis variações metassomáticas. A "fórmula química" das rochas, calculada para um total de 160 (O+OH), pode ser expressa do seguinte modo:

Granito:  $K_5,5Na_4,7Ca_1,0Mg_0,9Fe_1,9Al_{13,0}Ti_0,2Si_{63,5}[O_{153,4}(OH)_6,6]160$

Filonito:  $K_6,2Na_0,3Ca_0,1Mg_1,6Fe_1,5Al_{13,6}Ti_0,1Si_{62,9}[O_{147,2}(OH)_{12,8}]160$

Verifica-se que, em termos relativos, as maiores variações foram para o Ca e o Na, que praticamente desapareceram, e de OH, que duplicou. Al e Si quase não variaram. K e Mg aumentaram um pouco e Fe diminuiu.

#### Método de Gresens (1967):

Gresens afirma que as comparações de composições químicas totais costumam ser feitas numa base quantitativa, pressupondo-se uma constância de volume. Este pressuposto é particularmente errado se a alteração foi acompanhada de deformação e/ou de variações no conteúdo de voláteis. Portanto, torna-se necessário conhecer as relações volumétricas das transformações químicas. Para isto o autor sugere incorporar dados de peso específico em cálculos de balanço de massa, de modo que, fixando-se ou as variações volumétricas, ou o comportamento de um componente químico durante a reação, ter-se-á uma única solução para a transferência de elementos.

Tabela 3: Composições químicas médias e células-padrão de oxigênio (células de Barth) do Granito Mamona e do filonito; balanço de massa para a transformação granito → filonito.

Composições químicas			Célula padrão de Barth e balanço de massa			
(% peso)	Nº de análises célula padrão		Cátions adicionados (+) ou subtraídos (-)		Valências adicionadas (+) ou subtraídas (-)	
	Granito (n=4)	Filonito (n=4)	Granito	Filonito		
SiO <sub>2</sub>	73,3	74,0	Si 63,5	62,9	-0,6	-2,4
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,2	Ti 0,2	0,1	-0,1	-0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,7	13,6	Al 13,0	13,6	+0,6	+1,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2,9	2,4	Fe 1,9	1,5	-0,4	-1,2
MnO	0,03	0,02	Mn 0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,7	1,2	Mg 0,9	1,6	+0,7	+1,4
CaO	1,1	0,1	Ca 1,0	0,1	-0,9	-1,8
Na <sub>2</sub> O	2,8	0,2	Na 4,7	0,3	-4,4	-4,4
K <sub>2</sub> O	5,0	5,7	K 5,5	6,2	+0,7	+0,7
PF	1,1	2,3	H <sup>+</sup> 6,6	12,8	+6,2	+6,2
TOTAL	99,9	99,7	97,3	99,1	+8,2	+10,1
					-6,4	-10,2

n = número de análises \* = Fe total como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Os valores determinados para os pesos específicos do granito e do filonito são 2,67 e 2,71 +0,02 g/cm<sup>3</sup>, respectivamente. A fórmula 14 do trabalho de Gresens (op.cit.) foi utilizada para o cálculo do balanço de massa de um elemento n:  $100[f_v(g_B/g_A)c_n^{B-c_n^A}] = x_n$ , onde f<sub>v</sub> = fator de volume; g<sub>A</sub> e g<sub>B</sub> = pesos específicos das rochas A e B; c<sub>n</sub><sup>A</sup> e c<sub>n</sub><sup>B</sup> = % em peso do componente n nas rochas A e B; x<sub>n</sub> = total do componente n (em g) perdido ou adicionado na transformação da rocha A em B.

Para calcular o balanço de massa x<sub>n</sub> através da equação acima é necessário conhecer o fator de volume f<sub>v</sub>. É o número pelo qual o volume da rocha original deve ser multiplicado para obter o volume da rocha produto (f<sub>v</sub> · V<sub>A</sub> = V<sub>B</sub>). Se f<sub>v</sub> > 1 houve ganho de volume (V<sub>A</sub> < V<sub>B</sub>); se f<sub>v</sub> < 1 houve perda de volume (V<sub>A</sub> > V<sub>B</sub>); se f<sub>v</sub> = 1 a transformação foi isovolumétrica. Para obter este fator de volume pode-se traçar um diagrama composição-volume (fig. 2), em que são calculados os c<sub>n</sub> para vários fatores de volume. O valor de f<sub>v</sub> mais provável para a transformação estudada será aquele próximo ao qual as retas correspondentes a vários óxidos interceptarem a linha 0 (esta linha corresponde a uma variação zero). Estes serão os elementos que permaneceram relativamente constantes (imóveis) durante a transformação.

No diagrama observa-se que as retas para K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* interceptam a linha zero em valores de f<sub>v</sub> entre 0,9 e 1,1. Se o Fe for ignorado (pois aqui todo o Fe das rochas foi computado como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), as interseções situam-se entre 0,9 e 1,0, o que indica que houve somente insignificantes variações volumétricas na transformação do granito em filonito. Considerando um f<sub>v</sub> médio de 0,95, pouca variação teria havido para os 4 elementos acima. Para o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, em particular, esta interpretação está de acordo com a suposição usual de que o Al é um elemento imóvel na maioria dos processos de alteração.

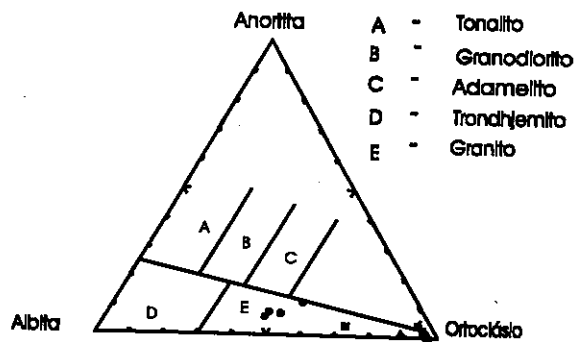


Figura 1: Diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965) para o Granito Mamona e os produtos de sua transformação sin-deformacional. Simbologia: círculos = granitos (Grupo I); quadrados = milonitos (Grupo II); triângulos = filonitos sericiticos (Grupo III).

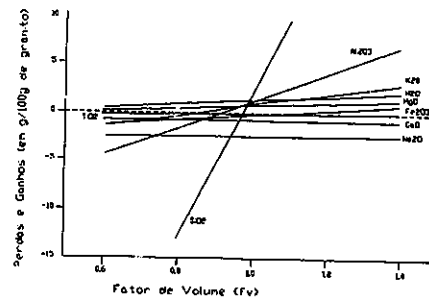
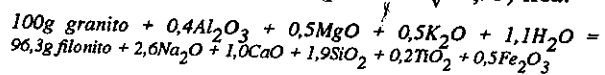


Figura 2: Diagrama composição-volume para a obtenção do provável fv da transformação Granito Mamona-filonito, segundo o método de Gresens (1967).

A equação de balanço de massa para o metassomatismo do granito (para um f<sub>v</sub> = 0,95) fica:



Verifica-se que a variação metassomática não foi intensa: para cada 100g de granito foram produzidos 96,3g de filonito, através da introdução de 2,5g de alguns componentes (principalmente H<sub>2</sub>O) e da retirada de 6,2 g de outros componentes (principalmente Na, Ca e Si). No entanto, as variações relativas mais significativas foram do Na e do Ca, que foram quase inteiramente desfalcados durante o processo metassomático, o que se deve ao processo de sericitização.

#### 4. CONCLUSÕES

Nas zonas de cisalhamento que ocorrem na zona de contato tectônico com os Quartzitos Moeda, o Granito Mamona sofreu processos de deformação acompanhados de intensas transformações mineralógicas. A principal reação mineral sin-cinemática foi a conversão dos feldspatos em quartzo + mica branca, que é a paragênese essencial dos filonitos. Estas são as rochas mais intensamente deformadas e transformadas.

Cálculos de balanço de massa tiveram como objetivo avaliar as variações químicas que acompanharam a filonitização. Obtiveram-se resultados muito semelhantes, tanto através da comparação entre as células-padrão de oxigênio de Barth (1948) do granito e do filonito, quanto através do método de Gresens (1967). Os elementos que sofreram o maior empobrecimento relativo foram o Ca e o Na e o principal óxido adicionado foi o H<sub>2</sub>O, o que é esperado durante processos de sericitização. O Al praticamente não migrou. Ao contrário do observado em zonas de cisalhamento em outros granitos (Kerrick *et al.*, 1977), onde também o Si costuma ser subtraído durante a transformação sin-cinemática, aqui ele manteve-se quase que inalterado. K e Mg aumentaram um pouco e Fe diminuiu.

Verifica-se que não há nenhuma evidência do tipo de metassomatismo aventado por Hippert *et al.* (1992). Estes autores afirmam que, "paralelamente à destruição dos plagioclásios, ocorre um processo de pertitização no feldspato potássico por substituição de K por Na e Ca". A albita do intercrescimento pertítico teria sido formada por infiltração-substituição. Esta hipótese fica descartada quando se observa a brutal diminuição de Ca e Na já nos milonitos e o seu virtual desaparecimento nos filonitos (tab.2). Em outras

palavras, o processo metassomático leva à gradual diminuição de Ca e Na, inclusive já nos primeiros estágios da deformação em que somente o plagioclásio foi sericitizado. É possível que a exsolução pertítica seja promovida pela deformação, conforme aventado por Chayes (1952), e não por substituição.

#### 5. AGRADECIMENTOS:

Ao Prof. Dr. S.Hoernes (Universidade de Bonn, Alemanha) por uma parte das análises químicas; ao Conselho de Pesquisa (CPq) do DEGEO/UFOP pelo suporte financeiro a trabalhos de campo e análises químicas; ao CNPq pelas bolsas de pesquisa (H.J.E.) e de iniciação científica (S.F.L.).

#### 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barth, T.F.W. -1948- Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. *J. Geol.* 56: 50-60.
- 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. IG/USP. Tese de Doutorado. 233p.
- Chaves, H.A.F., Roeser, H. -1987- Programa para cálculo da "célula padrão de rocha". 1º Congr. Bras. Geol., Porto Alegre, Anais, 2:261-274.
- Chayes, F. -1952- On the association of perthitic microcline with highly undulant and granular quartz in calc-alkaline granites. *Am. J. Sci.* 250, 281.
- Endo, I., Nalini Jr., H.A. -1992- Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressivas na Borda Oeste do Sinclinal da Moeda, QF. REM: R.Esc.Minas, Ouro Preto, 45 (1 e 2): 15-17.
- Gresens, R.L. -1967- Composition volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.* 2:47-65.
- Hippert, J.F.M., Borba, R.P., Nalini Jr., H.A. -1992- O contato Formação Moeda - Complexo Bonfim: uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. REM:R.Esc.Minas, Ouro Preto, 45(1 e 2):32-34.
- Jordt-Evangelista, H., Alkmim, F.F., Marshak, S. -1993- Transformações mineralógicas e microestruturais do Granito Mamona (Complexo Metamórfico Bonfim), na zona de cisalhamento do contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, MG. IV Simp. Nac. Est. Tectônicos, SBG, Belo Horizonte, Anais, no prelo.
- Kerrick, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E., Allison, I. -1977- Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 183-190.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Belo de Oliveira, O. -1992- U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104: 1221-1227.
- O'Connor, J.T. -1965- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. USGS Prof. Paper, 525(B) 79-84.

# DUAS NOVAS VARIEDADES GEMOLÓGICAS EM MINAS GERAIS: Ba-ORTOCLÁSIO VERDE E QUARTZO-HOLMQUISTITA OLHO DE GATO

**KARFUNKEL, J.** INSTITUTO DE GEOCIÊNCIA E MUSEU DE HISTÓRIA NATURAL, UFMG  
**CHAVES, M.L.S.C.** - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UFMG.  
**QUÉMÉNEUR, J.J.G.** - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UFMG

## INTRODUÇÃO

Dentro do programa de pesquisas do Setor de Gemologia do Instituto de Geociências e do Museu de História Natural - UFMG, os autores da presente nota vêm se dedicando especialmente ao estudo de materiais gemológicos raros encontrados em Minas Gerais. Neste sentido, são descritas duas novas ocorrências minerais recentemente descobertas, incluindo suas principais características mineralógicas e gemológicas assim como a geologia dos depósitos. Ambos os minerais são referidos, pela primeira vez, como variedades gemológicas.

## HISTÓRICO

Em 1989, os autores separadamente, adquiriram em Diamantina um mineral verde, transparente, que por suas características ópticas foi considerado um feldspato. Na mesma época e local, um lote de pelo menos umas 50 pedras deste material foi vista em posse do garimpeiro Bartolomeu L. Silva, que gentilmente cedeu algumas amostras para análise, mas não revelou sua origem. Ainda nesta ocasião, o lapidador Geraldo Baracho trabalhou uma pedra que pesou após a lapidação 41 ct, perdida posteriormente. Recentemente, um outro garimpeiro que conhecia o local de ocorrência foi contactado (Hélio Fonseca, também de Diamantina) indicando sua localização no Município de Felício dos Santos e motivando a retomada dos estudos sobre o Material.

Amostras de outra espécie mineral curiosa, mostrando uma "listra móvel" de azul a violeta associada a inúmeras inclusões asbestiformes, foram cedidas por M.F. Neri (Phantom Crystal, Belo Horizonte) em 1990 a um dos autores (JK). Consideradas como provenientes de São João del Rei (J. Quéméneur, comunicação verbal), as amostras foram orientadas e lapidadas em cabuchão, aparecendo assim uma notável raia brilhante central conhecida como olho-de-gato ("chatoyance"). O material analisado, mostrou ser um quartzo com inclusões de holmquistita, um mineral incomum de lítio, interessante por sua raridade e características gemológicas.

## Ba-ORTOCLÁSIO VERDE

As amostras desse mineral são provenientes do Córrego da Cachoeira, afluente do Rio Araçuaí localizado a cerca de 7 km ao sul de Felício dos Santos, um pequeno município a leste de Diamantina (Fig. 1). Este córrego tem suas nascentes a oeste, na Serra do Espinhaço, de onde se despenca numa cachoeira de aproximadamente 200 metros de altura, moldada em rochas quartzíticas do Grupo Diamantina, Supergrupo Espinhaço.

No pé da Serra, os quartzitos (fracamente metamorfizados) fazem um contato por falha inversa com uma sequência de quartzo-sericita xistos, de idade provavelmente pré-Espinhaço. Esta sequência xistosa, de grau metamórfico mais alto de que as litologias do Supergrupo Espinhaço e mostrando intercalações de biotita xistos, é a hospedeira da mineralização de ortoclásio-gema.

O mineral ocorre em delgados veios, concordantes com a foliação da rocha encaixante, normalmente um sericita xisto mais "máfico" do que os xistos que predominam na área, provavelmente pela presença de biotita. Os veios, mascarados pela cobertura musgosa, são milimétricos a centimétricos, orientados N30E/10-15NW. Associado ao ortoclásio, aparecem também quartzo e alguma moscovita.

O tamanho dos grãos varia de milimétricos até cerca de 3 centímetros; normalmente são subhédricos, notando-se perfeitamente duas clivagens (001 e 010) enquanto uma terceira (110) é pouco proeminente. A densidade medida em diversas amostras mostrou ser de  $2,641 \cdot 0,046 \text{ g/cm}^3$ ; a dureza (Mohs) é 6+, confirmando a observação do lapidador G. Baracho, "não tão duro quanto o quartzo".

A cor dos cristais varia de verde água claro a escuro, até levemente azulado, podendo ser confundidos com hiddenita (quando verdes) ou mesmo com água marinha. Os índices de refração (determinados em refratômetro "Eickhorst") variam de 1,521 a  $1,529 \cdot 0,001$  com uma dupla refração de  $0,008 \cdot 0,001$ .

Análises de difratometria de raios-X (CDTN / CNEN - Belo Horizonte) revelaram (em %):

SiO <sub>2</sub> ⇔	62,60	Na <sub>2</sub> O ⇔	1,30
AlO <sub>3</sub> ⇔	19,70	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ⇔	0,25
K <sub>2</sub> O ⇔	13,70	PbO ⇔	0,12
BaO ⇔	1,31	Rb <sub>2</sub> O ⇔	0,06

Comparações desses dados (Karfunkel & Chaves, 1993) com outros feldspatos contendo bário (Deer et al., 1963) indicaram uma composição semelhante a Ba-adulária ou hialofana. A nomenclatura de membros intermediários demonstram incoerências (por exemplo, Tröger, 1967; Deer et al., 1963). Os autores do presente trabalho preferem adotar a conceituação de Smith (1974, p.456): "The lower limit of the hyalophanes has been chosen to take account of those k-rich members of the series.... for the present it is suggested provisionally that these specimens shall be called barian orthoclase".

## QUARTZO-HOLMQUISTITA OLHO-DE-GATO

O distrito pegmatítico de São João del Rei, no sudeste de Minas Gerais (Fig. 1), é importante por suas mineralizações de estanho, lítio e tântalo, possuindo uma extensão aproximadamente de 40 x 5 km na direção E/W. Os corpos pegmatíticos ocorrem tanto associados a granitos como a gnaisses e anfibolitos arqueos. As informações geológicas da região mencionada são baseadas nos levantamentos de Quéméneur (1987).

Os pegmatitos da área de Volta Grande, onde foi detectada a holmquistita, estão localizados a cerca de 35 km a oeste de São João del Rei. Eles são subverticais e alongados paralelamente à foliação E/W das rochas hospedeiras anfibolíticas, podendo alcançar quase 500 metros nesta direção. A mineralogia essencial dos depósitos inclui albita, espodumênio, quartzo, microclina e moscovita. Os minerais acessórios mais comuns são granada, apatita, cassiterita e tantalita; lepidolita, microlita e berilo são raros.

Um zonamento mineralógico pode ser definido em direção ao centro dos corpos: zona de contato, zona aplítica, zona granitóide e zona do espodumênio, o qual difere substancialmente do modelo "clássico" de zonamento dos pegmatitos heterogêneos (Fersman, 1931; Vlassof, 1952; Cameron 1955; Cern, 1982; entre outros). Zinnwaldita e holmquistita ocorrem na bem desenvolvida zona metamórfica de contato, próximo das bordas do corpo, podendo alcançar cerca de 25% em volume dentro dos anfibolitos.

A holmquistita é um anfibólio de fórmula geral  $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{++})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$ . No campo ela pode ser facilmente reconhecida como inclusões no quartzo devido à sua cor característica azul-violeta. As cores de absorção notadas ao microscópio são incolor a esverdeada (Nx), violeta (Ny) e azul a violeta (Nz). O hábito dos cristais é prismático, algumas vezes apresentando a forma de asbesto (Karfunkel & Quéméneur, 1993). No "Pegmatito Minas-Brasil" a holmquistita ocorre como cristais fibrosos de vários centímetros de comprimento. A presença de holmquistita foi revelada por análise químicas e de microsonda eletrônica (elaboração por J. Quéméneur & M.Lagache, Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris).

Geralmente o quartzo (mineral hospedeiro) é opaco ou translúcido devido às numerosas inclusões minerais, raramente ele é transparente e incolor, possuindo índice de refração e birrefringência comuns:  $N_o=1,544$ ,  $N_e=1,553$ , com uma dupla refração de 0,009. Em situações excepcionais, o quartzo ocorre bem cristalizado e com inclusões de holmquistita; neste caso foi verificada uma amostra com quase 15 centímetros de comprimento. O efeito de "chotoyance" característico nas pedras após lapidação, deve-se provavelmente à uma reflexão "rasa" no quartzo, atingindo, mas não chegando a penetrar os cristais inclusos de holmquistita.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na gemologia, nem sempre os nomes científicos/geológicos, bastam para caracterizar comercialmente uma determinada espécie (Liddicoat, 1992). Alguns nomes, como "prasiolita" para a ametista de Montesuma (Rio Pardo de Minas, MG) que pode adquirir cor verde após tratamento térmico, são interessantes por terem analogia com uma espécie natural da mesma cor e composição (no caso, o prásio, variedade microcristalina verde do quartzo). Outros nomes, porém, como "red emerald" para o berilo do Utah (USA) são impróprios já que tentam utilizar-se comercialmente de uma outra designação clássica na literatura (no caso, esmeralda). Desta maneira, os autores preferem ainda não cunhar gemologicamente os minerais descritos no trabalho. No caso do feldspato de Felício dos Santos, tal alcunhamento parece inevitável, já que Ba-ortoclásio verde, apesar de mineralogicamente correto, é um nome pouco interessante nos aspectos gemológico/comercial.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMERON, E.N. (1955): Concepts of internal structures of granitic pegmatites and their application to certain pegmatites of South Africa. *Trans Geol. Soc. South Africa*, 58:45-70.
- Cern, P. (1982): Anatomy and classification of granitic pegmatites. *Mineralogical Assoc. of Canada. MAC short course handbook*, 8:1-39.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1963) *Rock forming minerals*. V.4. Longmans, Green and Co. Ltd. London.
- Fersman, A.R. (1931): Les pegmatites granitiques. *Acad. Sc. URSS*. Translated from Russian to French. Univ. Louvain, 1951.
- Karfunkel, J. & Chaves, M.L.S.C. (1993): Grüntransparenter, schleifwürdiger Barium Orthoklas aus Minas Gerais, Brasilien. *Z. Dt. Gemmol Ges.* (submitted a publicação).
- Karfunkel, J. & Quéméneur, J.J.G. (1993): Quartz-Holmquistite cat's-eye from Brazil. *Can. Gemmol.* (submitted a publicação).
- Liddicoat, R.T. (1992): "What did you say the name was?". *Gems & Gemology*, V. (XXVIII): 219.
- Quéméneur, J.J.G. (1987): Petrography of the pegmatites from Rio Das Mortes Valley, southeast Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 17 (4):595-600.
- Smith, J.V. (1974): *Feldspar Minerals*, V. 1. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Tröger, W.E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Vlassof, K.A. (1952). Les pegmatites, leur classification et leur genèse. In: *Intern. Geol. Congress XIX section 6*. Alger.

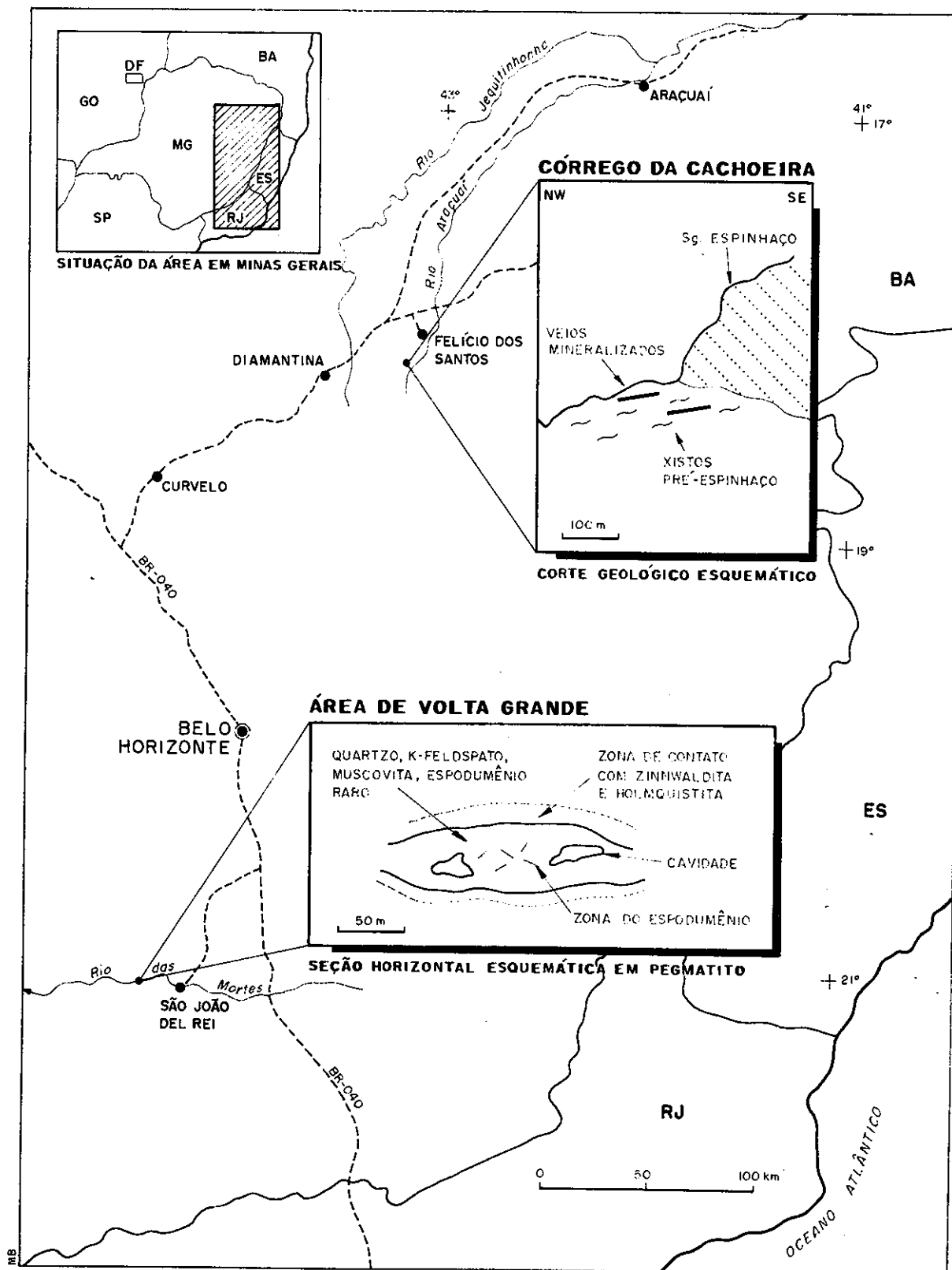


Fig. 1 - Localização e forma de jazimento das ocorrências de Ba-ortoclásio verde e quartzo-holmquistita olho-de-gato em Minas Gerais.

## EUCLÁSIO NA REGIÃO DE GOUVEIA, MINAS GERAIS

**CHAVES, M.L.S.C.** - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UFMG

**KARFUNKEL, J.** - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E MUSEU DE HISTÓRIA NATURAL, UFMG.

### INTRODUÇÃO

Euclásio  $[\text{Be Al}(\text{SiO}_4)\text{OH}]$ , primeiramente denominado por Hauy (1792, In: Strunz, 1970) é um mineral bastante raro na natureza, apresentando freqüentemente propriedades gemológicas. Em Minas Gerais, as ocorrências clássicas deste mineral estão associadas às jazidas de topázio imperial nos arredores de Ouro Preto. Euclásio de origem pegmatítica ocorre principalmente na região de São Sebastião do Maranhão (Fazenda Santana do Encoberto).

Apesar de vários estudos detalhados sobre a mineralogia dos pesados acompanhando o diamante na Serra do Espinhaço (por exemplo Hussak, 1917; Guimarães, 1934; Rolff, 1969, entre outros) o euclásio nunca havia sido observado. Bank (1980) descreve uma nova ocorrência de tal gema na região de Diamantina, sem definir entretanto sua origem geográfica.

O presente estudo objetiva a descrição mineralógica de certos aluviões diamantíferos ao norte de Gouveia e ao sul de Diamantina onde o euclásio foi recentemente determinado pelos autores, assim como caracterizar a geologia da área e discutir as possíveis rochas fontes deste mineral.

### GEOLOGIA DA ÁREA

A região de Barão do Guaicui, está situada no limite entre os Municípios de Gouveia e Diamantina, centro-norte de Minas Gerais (Fig. 1), distando cerca de 30 km da Cidade de Diamantina em direção SSW.

Schöll & Fogaça (1981) mapearam as Quadriculas de Guinda e Gouveia, onde está inserido o estudo, na escala de 1:25.000. Recentemente os autores do presente trabalho, juntamente com estagiários do curso de geologia no Centro de Geologia Eschwege, realizaram novos levantamentos objetivando a pesquisa das possíveis fontes primárias do euclásio.

Afloram nesta área rochas pertencentes ao Complexo Basal, Supergrupo Rio Paraúna e Supergrupo Espinhaço, além de diques e sills de rochas de natureza básica. Coberturas aluvionares são restritas, como ao longo dos Córregos do Capão e Bacalhau, onde ainda presentemente vários garimpeiros com equipamento semi-mecanizado exploram diamante e ouro.

O Complexo Basal, de idade Arqueana, compreende granitóides félsicos com porções pegmatóides discordantes de até 50 centímetros de espessura. O Supergrupo Rio Paraúna, também Arqueano, é formado por quartzo-mica xistos de

derivação milonítica, bastante deformados, chegando a formarem cianititos. Localmente são cortados por veios pegmatíticos centimétricos a decimétricos.

A porção inferior do Supergrupo Espinhaço (Grupo Diamantina) aflora na maior parte da área, em discordância angular e erosiva sobre as rochas arqueanas. A Formação São João da Chapada, basal, compreende filitos hematíticos e quartzitos finos, micáceos. A Formação Sopa Brumadinho é composta por quartzitos médios a grossos, localmente conglomeráticos, com lentes delgadas de metaconglomerados polimíticos. No topo ocorre a Formação Galho de Miguel, com quartzitos finos e bem selecionados.

Soleiras e diques de rochas básicas cortam toda a sequência estratigráfica, que foi posteriormente metamorfozada no fácies xisto verde e penetrada por inúmeros veios de quartzo tardios. O quartzo de tais veios é um outro bem mineral explorado, intermitentemente, além do diamante e ouro já mencionados.

### DADOS MINERALÓGICOS

O euclásio é um silicato básico de berílio e alumínio. Os exemplares encontrados na área próxima de Barão de Guaicui, apesar de sua densidade mais alta e hábito característico, geralmente são confundidos com quartzo por diversos garimpeiros. Depois de determinado o mineral realizou-se uma pesquisa de campo junto aos moradores e garimpeiros nas vizinhanças do Córrego do Capão concluindo-se que ele era "bem conhecido" por todos e que aparece com certa frequência nos aluviões diamantíferos. Alguns compradores locais de diamantes chegaram mesmo a comprar euclásio, confundindo-o com aquela pedra preciosa.

O mineral foi estudado a partir de amostras coletadas em dois garimpos; o primeiro, ora desativado, ficava no Córrego do Capão, logo abaixo do vilarejo de Barão de Guaicui; o segundo, em atividade, encontra-se no Rio Pardo Pequeno, depois deste receber as águas do Córrego do Capão (Fig. 1).

No aluvião estreito do Córrego do Capão, não ultrapassando 10 metros de lagura, o euclásio aparece em forma de prismas monoclinicos relativamente bem preservados do desgaste mecânico, com estrias verticais no sentido do eixo cristalográfico "c". O maior exemplar observado possuía 0,8 centímetros de comprimento. Outros minerais associados neste local constam na tabela 1.

No Rio Pardo Pequeno, o aluvionamento foi mais intenso, formando "flats" com 50 a 100 metros no

local de coleta de amostras. O concentrado obtido nesta localidade é amplamente rolado; os grãos de euclásio atingem até pouco mais de 1 centímetro e são pronunciadamente achatados segundo o plano de clivagem. A mineralogia do depósito aluvial mostra o amplo retrabalhamento das seqüências situadas a montante (Tab. 1).

Os euclásios são em geral incolores, transparentes e macroscopicamente "limpos"; raramente apresentam-se com tonalidade rósea (Rio Pardo Pequeno). Os cristais são prismas monoclinicos no Córrego do Capão, diferente na ampla combinação de formas descritas por Cassedanne (1970), no depósito de Santana do Encoberto. Figuras de corrosão triangulares assimétricas na face do prisma (670) dos euclásios da localidade mencionada (Graziani & Guidi, 1980), não foram detectadas nos presentes exemplares.

O peso específico de 5 amostras do Córrego do Capão demonstrou valores de  $3.09 \cdot 0,02 \text{ g/cm}^3$  e a dureza foi determinada como sendo entre 7 e 8 na escala de Mohs. A clivagem é perfeita segundo a face do pinacóide (010).

Dados óticos determinados com refratômetro "Eickhorst", mostraram valores limites de 1.650 a 1.671 com uma dupla refração de 0.021. Tais valores são levemente inferiores àqueles encontrados por Graziani & Guidi (op.cit.) em euclásios de Santana do Encoberto.

Na tabela 1 se encontra a mineralogia dos concentrados aluvionares das duas localidades marcadas no mapa da Fig. 1, no Rio Pardo Pequeno e no Córrego Capão.

Tabela 1: Minerais pesados dos concentrados com euclásio na região de Gouveia

Minerais	Córrego do Capão	Rio Pardo Pequeno
diamante	X	X
lazulita	X	X
rutilo	X	X
hematita	X	X
"favas"	X	X
cianita	X	X
pirita	X	X
limonitizada		
afrizita	X	X
magnetita	X	X
anatásio	X	X
granada	X	
moscovita	X	
pirita		X
espeartita		X

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os euclásios das duas localidades em questão demonstraram características diferentes, mas provavelmente áreas fontes análogas. No Rio Pardo Pequeno, o mineral, quando rolado, quebra durante o transporte paralelo a clivagem, e assim determina sua forma arredondada a ovalada. A falta de exemplares com forma prismática, além da ocorrência de outros pesados bem esféricos, permite deduzir sobre uma área fonte remota e espécies originalmente bem maiores em tamanho. Seus índices de refração superiores àqueles do quartzo, associado ao brilho perláceo nas proximidades dos planos de clivagem ("open cleavage"), destacam-no em relação ao quartzo, razão pela qual já foi confundido com diamante.

No Córrego do Capão, a forma prismática do mineral, geralmente estriado, com poucos sinais de desgaste, demonstra um transporte bem pequeno. A rede hidrográfica do Córrego do Capão é restrita, o que levou os autores a lavar diversas amostras de pegmatitos alterados de porte reduzido, cortando os micaxistos situados em tal bacia. Além do quartzo, mica e afrizita (na massa caolinizada) não foram encontrados outros minerais. Cassedanne & Cassedanne (1974) escrevem de Santana do Encoberto: "Euclase regulary has grown in the druses of the mica and/or albite...". Assim, o estado decomposto dos pegmatitos centimétricos a decimétricos, associados à raridade do euclásio não permitiram a determinação exata da localidade primária. Pelas semelhanças com as ocorrências de Santana do Encoberto e pelo mapeamento mencionado, deduz-se que os pegmatitos encaixados nos xistos do Supergrupo Rio Paraúna e/ou no Complexo Basal da bacia hidrográfica do Córrego do Capão (parcela norte) devem representar a rocha fonte desses euclásios.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bank, H. (1980): Neues Vorkommen von Euclase in Brasilien. Z.Dt. Gemmol. Ges., 29(3/4):190.
- Cassedanne, J. (1970): L'euclase au Brésil. Bull. Assoc. Franc. Gemmologie, 24:10-12.
- Cassedanne, J.P. & Cassedanne J.O. (1974) - Mineral collecting localities from Capelinha-Malacacheta area (State of Minas Gerais, Brazil). Mineralogical Rec., 5:224-232.
- Graziani, G. Guidi, G. (1980): Euclase from Santana do Encoberto, Minas Gerais, Brazil. Amer Mineralogist, 65:183-187.
- Guimarães, D. (1934) - À margem de "Os satélites do diamante". Serviço Geológico do Estado de Minas Gerais, Monografia 2, 58 p., Belo Horizonte.
- Hussak, E. (1917) - Os satélites do diamante. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 56 p., Rio de Janeiro.
- Rolff, P.A.M.A. (1969): Satélites do diamante. Revista da Escola de Minas, 37(2):61-64.
- Schöll, W.V. & Fogaça, A.C.C. (1981) - Mapeamento geológico das quadrículas Gouveia e Bandeirinha. Projeto Espinhaço Meridional, Centro de Geologia Eschwege, 63 p., Diamantina (Inédito).
- Strunz, M. (1970) - Mineralogische Tabellen. Geest & Portig K.- G., Leipzig.



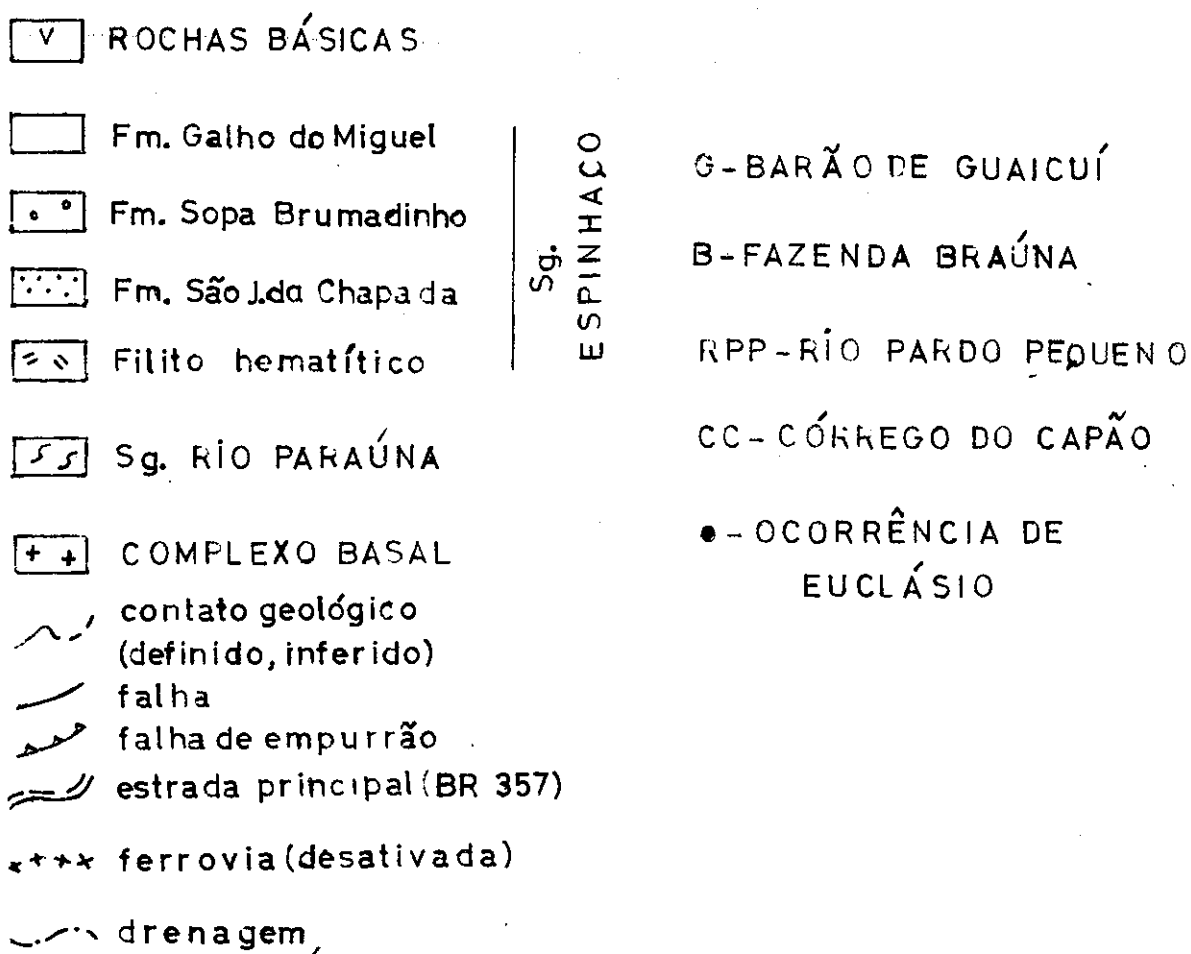
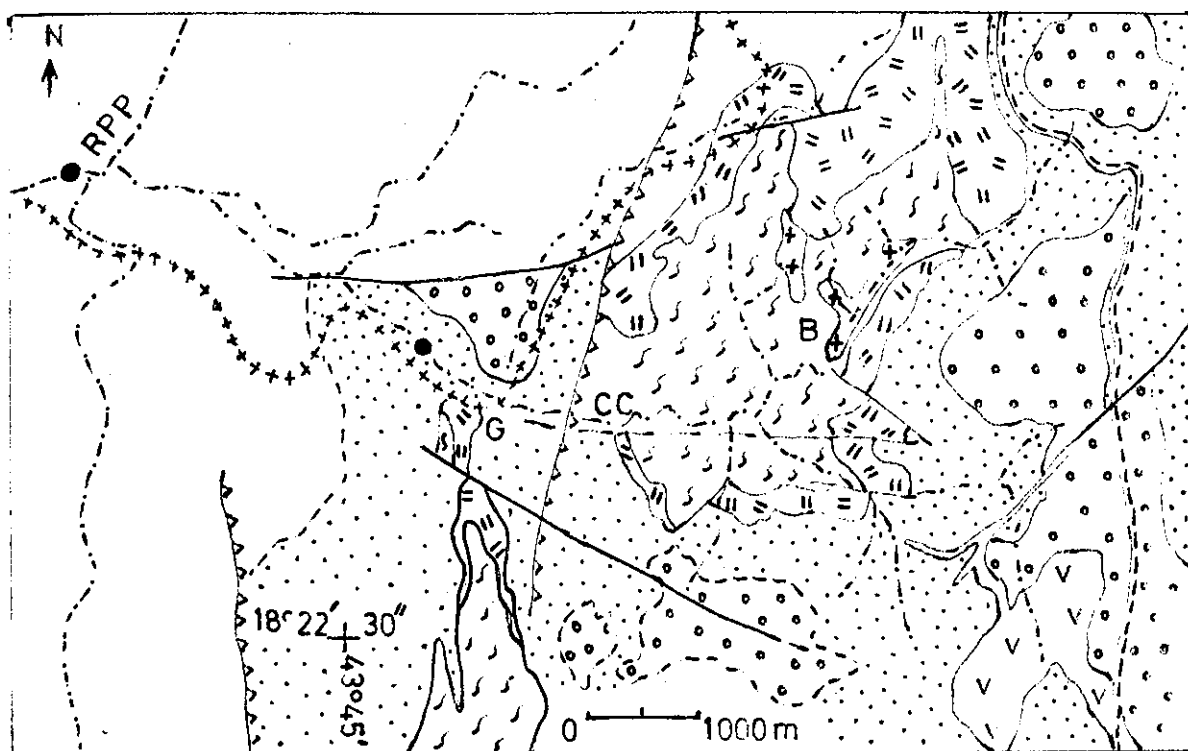


Fig. 1: MAPA GEOLÓGICO (SIMPLIFICADO) DA REGIÃO DE BARÃO DE GUAICUÍ, GOUVEIA.

## UM NOVO INDÍCIO DE ESMERALDA NO ESTADO DE MINAS GERAIS

**RONALDO MELLO PEREIRA  
RUI ALBERTO AZEVEDO DOS SANTOS  
JOSÉ LUIZ PEIXOTO NEVES**

DGEL/UERJ

### INTRODUÇÃO

O Brasil hoje se constitui em um grande produtor de esmeraldas, encontrando-se seus principais depósitos nos Estados da Bahia (Carnaíba e Socotó), Goiás (Santa Teresinha) e Minas Gerais (Itabira). Além dessas zonas produtoras, poderiam ser mencionadas, nesses Estados, diversas outras ocorrências de menor porte e significado econômico, como por exemplo as de Itaberaí, Pirenópolis, Mara Rosa e Porangatu, em Goiás; as de Anagé, Salinhas e Brumado, na Bahia; e as de Santana dos Ferros e Serro, em Minas Gerais.

Esses depósitos e ocorrências encontram-se sempre localizados em um contexto geológico característico, constituído por terrenos vulcano-sedimentares de idade arqueana e proterozóica, às vezes representados por típicas seqüências "greenstone belt", onde, na grande maioria dos casos, atribui-se a formação da esmeralda à interação de fluidos pegmatíticos com rochas básicas e ultrabásicas, que origina os tipos micáceos, biotíticos ou flogopíticos, que hospedam a mineralização.

O presente trabalho visa a relatar a presença de biotíticos, associados a um pacote de rochas metaultrabásicas, localizado na Fazenda Trindade, Município de Bonsucesso, Minas Gerais, onde, em uma das amostras, foi encontrado um cristal de esmeralda.

### GEOLOGIA DA ÁREA

A geologia da região é representada por um embasamento arqueano granítico-gnáissico com relictos de seqüências vulcano-sedimentares, possivelmente do tipo "greenstone belt", onde pontificam algumas seqüências metassedimentares supracrustais como, por exemplo, a Serra de Bonsucesso, tida como uma possível exposição do Supergrupo Minas nessa região.

Localmente, o embasamento é constituído por um leucognaisse de textura milonítica e porfiroblástica, parcialmente granitizado, e rochas granitóides que englobam restos de uma seqüência vulcano-sedimentar formada por meta-ultrabásitos do tipo talco-serpentina xistos, clorita-tremolita-talco xistos, tremolita-talco xistos, clorititos e delgados nêveis de metassedimentos compostos basicamente por

quartzitos, orientados segundo N40E/80°SE. Essas rochas granitóides são representadas pelo Granito Bonsucesso (2.700 Ma), que foi parcialmente re-homogeneizado no Ciclo Transamazônico há 2.400 Ma (Quéméneur & Vidal, 1989).

A Serra de Bonsucesso, de direção geral NE-SW apresenta-se constituída por um conjunto de rochas metassedimentares do tipo quartzo-mica xistos, quartzitos e itabiritos (Quéméneur, 1987). Bordejando seu flanco leste, encontra-se uma faixa de rochas anfibolíticas localizada entre a serra e o Granito Tabuões de idade  $1932 \pm 21$  Ma (Quéméneur & Vidal, op. cit.), que se inclui entre os denominados granitos novos de Quéméneur & Baraud (1983), que seriam, provavelmente, os responsáveis pelos pegmatitos mineralizados em Li, Sn e Ta da região.

### BIOTITITOS

A descoberta dos biotíticos deu-se a partir da localização, em superfície, de blocos esparsos desse litotipo, em diversos locais da Fazenda Trindade. A distribuição das diversas zonas de blocos encontradas entre uma seqüência de tremolita-talco xistos e clorititos apontam para uma disposição segundo uma faixa, com cerca de 75-100 metros de largura e 1.200 metros de comprimento, de direção NE/SW, aparentemente concordando com a estruturação da seqüência metaultrabásica (fig. 1).

Geralmente os blocos encontrados acham-se em bom estado de conservação, com a maior parte deles apresentando uma coloração bem escura, quase preta, e uma boa consistência, aparentando ser uma rocha fresca. Os demais blocos apresentam-se em diferentes estágios de alteração, abrangendo desde os tipos levemente alterados, ainda com uma coloração escura, porém, já com suaves tonalidades de ocre, até os tipos bem alterados, com aspecto de rocha podre, caracterizados pela maior intensidade das tonalidades castanho-avermelhadas, resultantes da liberação de ferro pelo ataque intempérico às biotitas.

Nas proximidades de três dessas zonas de blocos de biotíticos e em um local fora da faixa biotítica, ocorre um intenso acúmulo de blocos e fragmentos de quartzo, possivelmente oriundos de veios quartzosos encaixados na seqüência metaultrabásica, que possuem alguma turmalina associada, do tipo afrizita, em pequenos cristais de até 1cm. Pegmatitos ou bolsões pegmatóides, não foram observados em

superfície; se bem que, no solo, em alguns poucos locais dentro da faixa de distribuição da zona de blocos de biotitito, foram encontradas concentrações de palhetas de moscovita.

A abertura de dois conjuntos de trincheiras prospectivas permitiram a exposição, em subsuperfície, de níveis sub-verticais biotitíticos (fig. 2). Contrariamente ao esperado, a atitude quase meridiana dos níveis biotitíticos com caimento para W não corresponde ao da faixa de distribuição da zona de blocos em superfície (NE/SW). As espessuras observadas sofrem variações dentro de pequenas distâncias, apresentando, desta forma, possuírem um caráter lenticular.

Nas trincheiras, pôde-se observar que os níveis biotitíticos encontram-se ora em contato com um veio (ou bolsão) pegmatítico não zonado, já bastante caulizado, mineralogicamente constituído por quartzo, feldspato em cristais de até 8cm de tamanho e livros de moscovita com cerca de 2cm, ora com um aplito ou ainda com um veio de quartzo. A impressão que se tem, dentro dessas trincheiras, é de que porções de rochas metaultrabásicas foram envolvidas pelos tipos ígneos, sofrendo um intenso processo de alteração (hidrotermal / metassomático), transformando-se nos atuais tipos biotitíticos.

Análises petrográficas realizadas em 4 amostras dos biotititos permitiram verificar que a biotita (assim caracterizada por uma absorção intensa, forte pleocroísmo, cor castanho escura, seu ângulo 2V próximo a zero e pelas numerosas inclusões de zircão produzindo halos pleocróicos) corresponde a cerca de 97 a 99% da rocha, sendo o restante constituído por duas gerações de moscovita, uma concordante com a foliação, e outra, posterior, discordante, além de zircão, quartzo, clorita derivada da moscovita e pequenos cristais de berilo.

Os cristais de berilo apresentam-se segundo duas seções principais: uma aproximadamente perpendicular ao seu eixo ótico, fornecendo uma boa figura de interferência de caráter uniaxial negativo, e outra quase que perpendicular a esse mesmo eixo onde foi obtido o sinal de alongação negativo característico (length-fast). Os cristais não apresentam pleocroísmo e possuem uma leve extinção ondulante, o que ocasiona, às vezes, uma pequena deformação de sua figura de interferência. A cor de interferência varia do cinza escuro, passando a cinza-claro até atingir um leve tom amarelado.

## ORIGEM E POTENCIALIDADE ECONÔMICA DOS BIOTITITOS

Descrições de tipos petrográficos semelhantes a essas rochas são encontradas particularmente nas áreas de ocorrências dos depósitos brasileiros de esmeralda (Mendes et al. 1985). Biotititos são assim descritos nas áreas de Carnaíba e Socotó, na Bahia, Itabira, em Minas Gerais, e em Santa Teresinha, em Goiás. Nas áreas produtoras da Bahia e Minas Gerais, o contexto geológico também se aproxima ao que é encontrado na área da Fazenda Trindade, ou seja, uma seqüência de rochas metaultramáficas intrudida

por tipos ígneos na forma de veios (ou bolsões) pegmatíticos e veios de quartzo.

Nessas áreas, admite-se que rochas desse tipo possam ser formadas pela interação entre rochas ultrabásicas (essencialmente a fonte dos cromóforos das esmeraldas) e os fluidos derivados dos corpos ígneos ácidos intrusivos (responsáveis pela introdução do Be) em um mecanismo que poderia ser indicado como um processo metassomático de infiltração (Giuliani & Couto, 1988).

Análises químicas para 30 elementos realizadas, por intermédio do método da espectrografia ótica de emissão, em 5 amostras de biotititos da Fazenda Trindade permitiram, através do alto conteúdo em cromo (2000 a 3000ppm), indicar uma origem ultrabásica para essas rochas. Por outro lado, admitindo-se que os processos de interação com fluidos ácidos deixariam registros na rocha metassomaticamente transformada, expressivos conteúdos em elementos granitofílicos poderiam ser esperados. Desta forma, a presença de bário (700-1000ppm), berílio (2 a 15ppm), ítrio (50ppm) e lítio (100 a 700ppm), elementos teoricamente incompatíveis com as rochas ultrabásicas, reforçaria essa premissa.

Análises espectrográficas realizadas em amostra de moscovita oriunda do pegmatito cortado pela trincheira prospectiva apresentam valores elevados em Sn (700ppm) e Nb (150ppm), compatíveis, portanto, com a tendência mineralizadora dos pegmatitos da região de São João del Rei. De acordo com Quéméneur & Baraud (1983), os pegmatitos dessa região estariam relacionados aos denominados granitos novos, sendo que, particularmente na área da Serra de Bonsucesso, um deles, o Granito Tabuões, seria o responsável pela emissão dos pegmatitos com afrizita, que são encontrados cortando os itabiritos da serra (Quéméneur 1987). Por analogia, portanto, pode-se considerar esse mesmo granito como o responsável pelos pegmatitos e intrusivas de grã fina associados aos biotititos encontrados na Fazenda Trindade.

Desta forma, a fonte do berílio manifestado na área considerada sob a forma de um cristal de esmeralda de baixa qualidade gemológica, com 4cm de comprimento, e de dois pequenos ( $\approx$  1cm) berilos esbranquiçados, deriva, sem dúvida, dos tipos ácidos caracterizados em sub-superfície.

Um senão contra uma perspectiva mais favorável, para a potencialidade mineral da área, decorre do fato de que a região circunvizinha, que inclui a Província Pegmatítica de São João del Rei, apresenta poucas ocorrências de berilo, diferentemente das regiões produtoras de esmeralda.

Este fato, entretanto, não invalida a potencialidade para as mineralizações em esmeralda nesta área, considerando-se que, prospectivamente, a maior parte das condições exigidas para esse tipo de ocorrência já se encontram atendidas, quais sejam: um contexto de rochas metaultrabásicas (a fonte do cromóforo), a presença de pegmatito e rochas intrusivas ácidas (a fonte do berílio), a presença do biotitito, um dos litotipos sempre associados às mineralizações

esmeraldíferas, e a própria esmeralda e os berilos já encontrados.

#### AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao LAMIN/CPRM pela concessão das análises espectrográficas.

#### BIBLIOGRAFIA

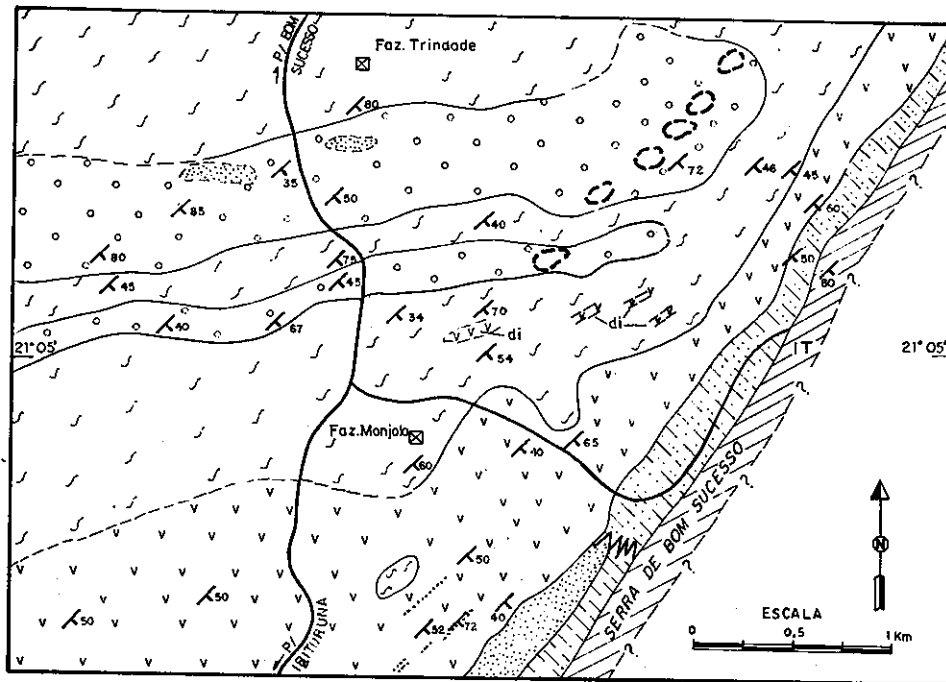
Giuliani, G. & Couto, P. (1983) O metassomatismo de infiltração e sua importância nos depósitos de esmeralda do Brasil. Anais do VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Pará, 1983, v.1 : 459- 475.

Mendes, J. C.; Schwarz, D.; Svisero, D. P. (1985) Geologia e mineralização da jazida de esmeralda de Itabira: correlação com as demais jazidas brasileiras. Anais do 3º Simp. Geol. M.G., Belo Horizonte. Bol. n.5, 240-250.

Quéméneur, J. J. G. (1987) Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra de Bom Sucesso, MG. Anais do 4º Simp. Geol. de M.G., Belo Horizonte: 135-148.

Quéméneur, J. & Baraud, R. (1983) Estruturas do embasamento arqueano e Geologia Econômica da área pegmatítica de São João Del Rei-MG. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, 449-460.

Quéméneur, J. & Vidal, P. (1989) Primeiras datações radiométricas dos granitos da região de São João del Rei (Minas Gerais). Anais do 5º Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, 1º Simp. Geol. Núcleo Brasília. SBG: 50-54.



ESBOÇO GEOLÓGICO

DIQUES BÁSICOS

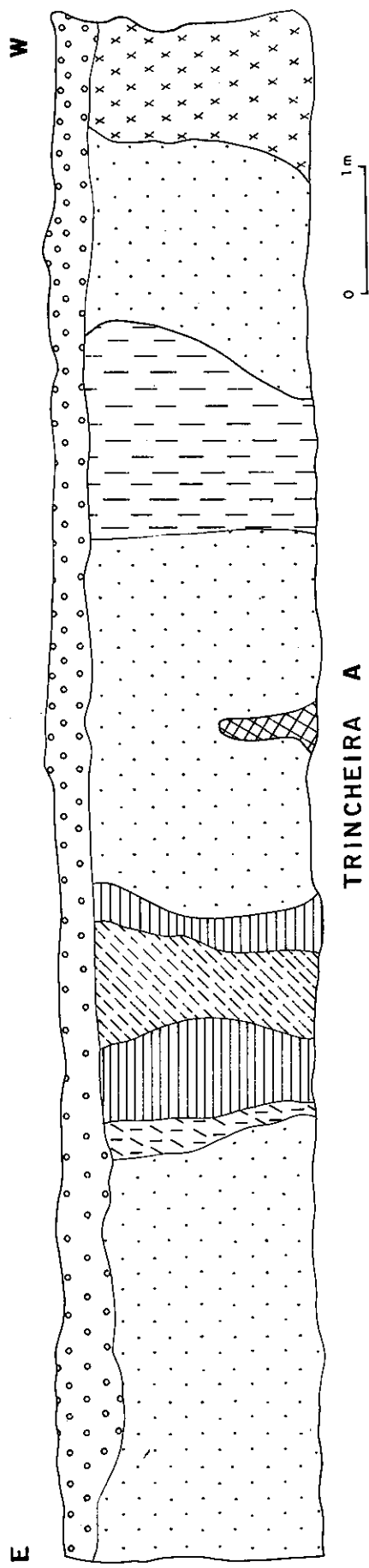
**SUPER GRUPO MINAS**

- ITABIRITO
- XISTOS E QUARTZITOS
- MICAXISTOS
- QUARTZITOS

**EMBASAMENTO**









- TREMOLITA-TALCO XISTO, CLORITA TREMOLITA-XISTO E CLORITITOS COM LENTES DE QUARTZITOS
- GNAISSES
- TALCO-XISTOS COM LENTES DE CROMITITO
- CONTATO DEFINIDO
- CONTATO APROXIMADO
- ZONA DE BLOCOS BIOTITITO

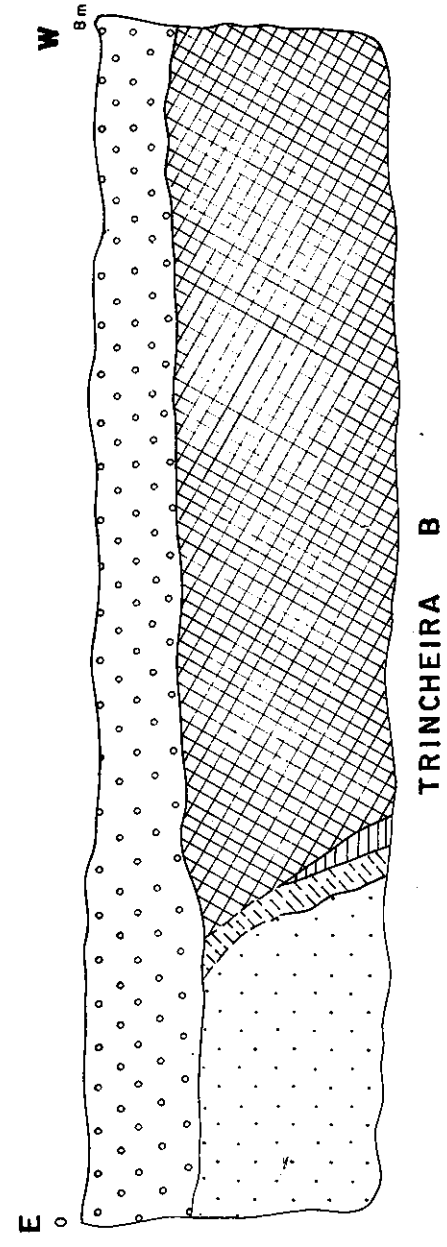
FIG. 1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA



TRENCHIRA A

LEGENDA

-  COLÚVIO-FRAGMENTOS DE: QUARTZO, LIVRETOS DE MUSCOVITA, BIOTITITO, GRANÍFICA COM BIOTITA(?), RAIZES.
-  MATERIAL NÃO ESTRUTURADO, AMARELO AVERMELHADO, POSSÍVEL INTRUSIVA DE GRÁ FINA.
-  VEIO DE QUARTZO, ENLOBANDO BIOTITITO EM PORÇÕES CENTIMÉTRICAS.
-  BIOTITITO.
-  APLITO QUARTZO/FELDSPÁTICO.
-  PEGMATITO HOMOGÊNEO, GROSSEIRO COM QUARTZO, FELDSPATO E MUSCOVITA.
-  CLORITITO CINZA-OLIVA, ALTERADO.
-  TALCO XISTO, VERMELHO-AMARRONSADO, ESTRUTURADO, ALTERADO.



TRENCHIRA B

FIG. 2 - SEÇÃO GEOLOGICA DAS TRINCHEIRAS A E B

## NOVA OCORRÊNCIA DE ROCHAS COM TEXTURA SPINFEX NO GRUPO NOVA LIMA - DISTRITO DE CAETÉ - MINAS GERAIS

**ALFONSO SCHRANK  
CARLOS ROBERTO SOUZA FILHO  
MARCIO FERRARI  
MARCO PAIXÃO**

(\*) IG-UNICAMP

**PAULO PIRES  
IDENILSON PRADO  
HECTOR BARROETO  
PAULO MOURA**

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Greenstone Belt Rio das Velhas (GBRV) (Almeida, 1976; Schorscher, 1976) tem, grosseiramente, a forma de um trapézio irregular, medindo cerca de 90 km na direção N-S por 80 km na direção E-W. Sua unidade estratigráfica maior, o Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), foi definido originalmente como Série Rio das Velhas por Dorr (1969), tendo sua elevação à categoria de supergrupo sido proposta por Menezes Filho et al. (1977).

Dorr (1969) subdividiu essa unidade em dois grupos, denominados Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior), sendo este último subdividido por sua vez em Formação Palmital (inferior) e Formação Casa Forte (superior). Schorscher (1978, 1979, 1982) adicionou à base do SGRV uma unidade ultramáfica, denominada Grupo Quebra Osso.

Devido à ausência de cartografia contínua em escala adequada, o GBRV não possui ainda uma coluna estratigráfica de uso regional. A progressiva identificação dos protólitos dos xistos que o constituem, a partir de regiões limitadas, vem permitindo, entretanto, a definição de colunas estratigráficas locais, que poderão eventualmente ser integradas no futuro.

Assim, Ladeira (1980 a, b; 1988) mesmo mantendo a proposta original de Dorr (1969), subdivide o Grupo Nova Lima. Baseia-se, para isso, em revisão do empilhamento da área tipo no vale do Rio das Velhas, onde define uma unidade meta-vulcânica (com rochas ultramáficas na base), uma unidade meta-sedimentar química e uma unidade meta-sedimentar clástica. Também Oliveira et al (1983) e depois Vieira e Oliveira (1988), propõem, apenas para o distrito de Nova Lima, onde se localizam os principais depósitos de ouro, uma subdivisão em Unidade Inferior, Média e Superior.

Para o distrito de Caeté, situado próximo ao vértice NE do trapézio, Oliveira (1986) propõe uma subdivisão, da base para o topo, em Unidade Meta-vulcânica Máfica/Ultramáfica (ou Grupo Quebra Ossos), Unidade Metassédimentar Pelítica, Unidade Meta-vulcânica Ácida/Intermediária, Unidade Metasedimentar Indivisa e Unidade Metasedimentar Psamítica, dentro de um domínio interpretado como para-autóctone. No domínio complementar,

interpretado como alóctone propõe a Unidade Meta-vulcânica Geriza e a Unidade Metasedimentar Pelítica.

### GEOLOGIA DA ÁREA TINGUÁ

A área Tinguá corresponde a uma pequena porção da região estudada por Oliveira (1986) e situa-se imediatamente a sudoeste da cidade de Caeté (FIG. 1). Segundo Souza Filho (1991) a área cartografada compreende: um Bloco Tectônico I, constituído por uma Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica, uma Unidade Meta-vulcânica Félsica e por uma Unidade Meta-sedimentar Indivisa e um Bloco Tectônico II, formado pelo Complexo Granodiorítico de Caeté e pela Unidade Meta-máfica/ultramáfica.

A Unidade Meta-vulcânica Ultramáfica seria formada originalmente por uma sucessão de derrames de basaltos komatiíticos com intercalações de sedimentos incluindo cherts carbonosos, grauvacas finas e siltitos carbono-píritosos. Uma pervasiva alteração hidrotermal e a deformação dificultam, entretanto, uma identificação imediata de tais protólitos, representados agora por quartzo-sericita-xistos, quartzo-sericita-clorita-xistos carbonosos /carbonáticos e clorita-xistos, com intercalações de meta-sedimentos com quartzo, ferruginosos e píritosos e filitos píritosos.

A Unidade Meta-vulcânica félsica corresponderia a um conjunto constituído predominantemente por meta-dacitos (fenocristais preservados unicamente de plagioclásio com/sem quartzo bipiramidal), mas contendo intercalações frequentes de meta-sedimentos (de granulação média a síltica) e de meta-máficas (qz-cb-ser-cl xistos). Tais intercalações, no entanto, podem não ser originais, mas resultado de efeitos estruturais e de cortes naturais, incluindo restos ora da unidade inferior, ora da superior.

A Unidade Meta-sedimentar Indivisa compreenderia um espesso pacote de turbiditos metamorfisados, caracterizados por alternâncias de meta-grauvacas e meta-siltitos/argilitos, desde pacotes centimétricos até métricos, muitas vezes com acamamento gradacional nitidamente preservado. Em decorrência também de efeitos estruturais e de cortes, partes das unidades inferiores representadas por rochas félsicas, meta-cherts ferruginosos ou

carbonosos e rochas máfico-ultramáficas intercalam-se nesta unidade.

As unidades descritas acima, pertencem, como já mencionado a um Bloco Tectônico I. São deformadas por cisalhamento dúctil e encontram-se dobradas, como dobras isoclinais complexas de eixo X, com caimento dos flancos para Sul. Estes flancos podem ser bastante longos, atingindo por vezes a centena de metros. Quando é possível, observa-se que os eixos dessas dobras são ondulados, resultando, quando onde há cortes favoráveis (plano próximo a XZ) em dobras em bainha aparentes (tipo amêndoa seg. Souza Filho 1991). As lineações de estiramento (S75-82E 20-22) são sub-direcionais em relação aos planos de foliação milonítica (N84-90E 42-57SE), por sua vez sub-paralelos aos planos de aleitamento originais ( $S_0$ ) nos flancos das dobras. O padrão grosso modo E-W dessas foliações no Bloco I é praticamente ortogonal ao padrão de foliações observado no Bloco II, embora as lineações de estiramento permaneçam concordantes. O Bloco II teria cavalgado sobre o Bloco I, através de uma delgada superfície de cisalhamento, situada na sua base.

No Bloco Tectônico II a Unidade Meta-máfica/ultramáfica é constituída, na sua porção oeste por rochas predominantemente meta-ultramáficas, passando a leste para rochas predominantemente máficas. Entre as primeiras dominam calcita-(Mg)clorita-talco-xistos, dolomita-talco-(Mg)clorita-antigorita-xistos, talco-tremolita, (Mg,Cr)clorita-antigorita-xistos e dolomita-(Mg,Cr)clorita-antigorita-xistos. A estrutura típica destas rochas ultramáficas é o desenvolvimento de pods de tamanhos variados, com texturas originais parcialmente preservadas, envoltos por zonas foliadas. Como tais pods tem formas muito irregulares, tendendo a elipsoidais, as foliações que os envolvem resultam aleatórias. As texturas originais levaram Souza Filho (1991) a identificar tais rochas como cumulos reliquias de olivinas, resultantes de acumulação de bases de derrames komatiíticos. As rochas meta-máficas correspondem anfibólio-xistos, com quantidades variáveis de clorita, tremolita-actinolita, plagioclásio, epidoto, quartzo e dolomita sem texturas primárias preservadas, mas que pela composição mineralógica, poderiam se originar de basaltos toleíticos.

Ainda no Bloco Tectônico II, mas sobreposto tectonicamente à unidade anterior estaria o Complexo Granodiorítico de Caeté, representado na área mapeada por um pacote de milonitos originados pela deformação dos granodioritos que o compõe. O contato com a Unidade Meta-máfica/ultramáfica se faz através de uma falha de empurrão. A foliação milonítica tem padrão regional N2E 42SE, mas ocorrem localmente inflexões para direções ortogonais, enquanto a lineação de estiramento mineral é relativamente constante em torno de N75E 18.

## ROCHAS COM TEXTURA SPINFEX

Em trabalho de campo recente, foi encontrado, como uma intercalação estrutural em meio à Unidade Meta-sedimentar Indivisa (FIG. 1), um pequeno afloramento de rochas de coloração verde maçã, que representa uma porção mais preservada da deformação e do intemperismo. Nessas rochas são facilmente identificáveis à vista desarmada texturas spinifex, com de cristais que alcançam não mais de 5 cm em comprimento. Ao microscópio observa-se que são constituídas essencialmente por antofilita, tremolita, plagioclásios (oligoclásio-andesina), clorita, titanita, clinzoisita e quartzo. Dependendo da amostra pode predominar a antofilita sobre tremolita e vice-versa, no entanto, ambos encontram-se em equilíbrio, sendo comum observar seu intercrescimento.

Tanto a tremolita, quanto a antofilita são vistos pseudomorfisando, na forma de substituição homotaxial, antigos minerais muito alongados, crescendo divergentemente a partir de centros comuns. Na porção interna de cada pseudomorfo, são frequentes inclusões alongadas, agora constituídas unicamente por cloritas. Entre eles observam-se feixes menores, constituídos por cristais alongados de plagioclásios, separados por clinzoisita e/ou clorita e tremolita. (ver fotomicrografias 1 e 2). Tais texturas são certamente ígneas e primárias, pois indicam cristalização a partir de pontos precisos (germes de cristalização, faces e irregularidades nas faces de cristais precedentes), feições possíveis a partir de um líquido (ígneas) e impossíveis no estado sólido (metamórficas). Dito de outra maneira, são idênticas aos chamados "stringbeef spinifex" (Arndt & Fleet 1979) ou clinopiroxênio-spinifex, texturas típicas de condições de cristalização brusca abaixo da temperatura de solidificação ("undercooling") da porção superior de derrames de basaltos komatiíticos, que devem se formar em gradientes de resfriamento entre 100 e 70 ° C/hr (cf. Schrank 1986).

Onde descritos anteriormente, por exemplo em Munro Township (Arndt & Fleet 1979), em Piumhi (Schrank 1986), as rochas a clinopiroxênio-spinifex acham-se fracamente metamorfisadas, no fácies xistos verdes e os cristais de clinopiroxênio, compostos originalmente na parte interna por pigeonita e na parte externa por augita, são substituídos por talco ou clorita na parte interna e por tremolita na parte externa. Os plagioclásios, que sempre crescem em feixes nas porções entre os prismas de cpx, são saussuritizados a uma mistura de micas, carbonatos e epidoto.

No presente caso, o que se depreende é uma substituição da augita por antofilitas e tremolitas, nas porções externas, na forma de um conjunto contínuo de cristais menores que constituem o agora pseudomorfo de clinopiroxênio. Observe um desses prismas, próximo à posição de extinção na fotomicrografia 2 notando que os diferentes tons de cinza correspondem a diferentes cristais menores de anfibólio. Essa substituição ultrapassou o antigo limite augita-pigeonita e invadiu a parte interna, onde



existem apenas restos descontínuos, em via de desaparecimento, formados por cloritas, visíveis na foto como trilhas claras paralelas à faces maiores do pseudomorfo. No canto esquerdo inferior da foto 2, se observa o mesmo na seção basal de um pseudomorfo. Os plagioclásios, por sua vez, possivelmente mais cálcicos na origem, deram lugar a oligoclásios ou andesinas, sendo o excedente em CaO usado pelas clinzoisitas, que se formam como agregados de pequenos grãos alinhados entre os cristais demarcando seu contorno. No canto direito inferior da foto 1 há dois desses feixes divergentes visíveis e no canto esquerdo inferior da foto 2 há um feixe que cresceu sobre a face de terminação do prisma. As titanitas são igualmente repartidas na rocha (cristais negros pontuais na foto 1), numa distribuição semelhante à que se observa para as ilmenitas-magnetitas nos equivalentes menos metamórficos e provavelmente se formaram a partir delas. Embora feições mais delicadas, tais como limites externos de faces com formas esqueléticas, tenham desaparecido quando da substituição metamórfica, feições típicas da cristalização originalmente abrupta, como plagioclásios quadrados com núcleos vazios, figuras triangulares de intersecção de feixes de cristais, feixes arborescentes, cristais curvos, e outras são ainda facilmente identificáveis.

A paragênese metamórfica observada, onde coexistem anfibólitos ricos e pobres em cálcio, a presença da antofilita (cf. Chernosky 1985), de titanita, de clinzoisita, de oligoclásio e andesina corresponde a condições de grau médio, dentro da fácies anfibolito semelhantes às encontradas na região de Jacuí (Choudhuri et al. 1988).

## CONCLUSÕES

Neste resumo são descritas rochas basálticas com texturas clinopiroxênio-spinifex até então não relatadas no Supergrupo Rio das Velhas. Da mesma forma, não haviam ainda sido identificadas rochas meta-vulcânicas equilibradas na fácies anfibolito nas imediações de Caeté, talvez devido à profusa alteração hidrotermal observada nessa área. Merecem ainda ser destacadas a demonstração da existência de uma sucessão de derrames de meta-basaltos komatiíticos, com meta-sedimentos ferruginosos e carbonosos intercalados, cobertos de um pacote de meta-dacitos e em seguida por meta-turbiditos, achando-se esta sequência de direção E-W dobrada, em dobras médias de eixo X, provavelmente invertida e nitidamente seccionada por um bloco cavalgante, o qual contém na base prováveis derrames de rochas ultramáficas, cobertas por possíveis meta-basaltos tholeiíticos, cobertos em novo cavalgamento por milonitos do Complexo de Caeté (Souza Filho, 1991).

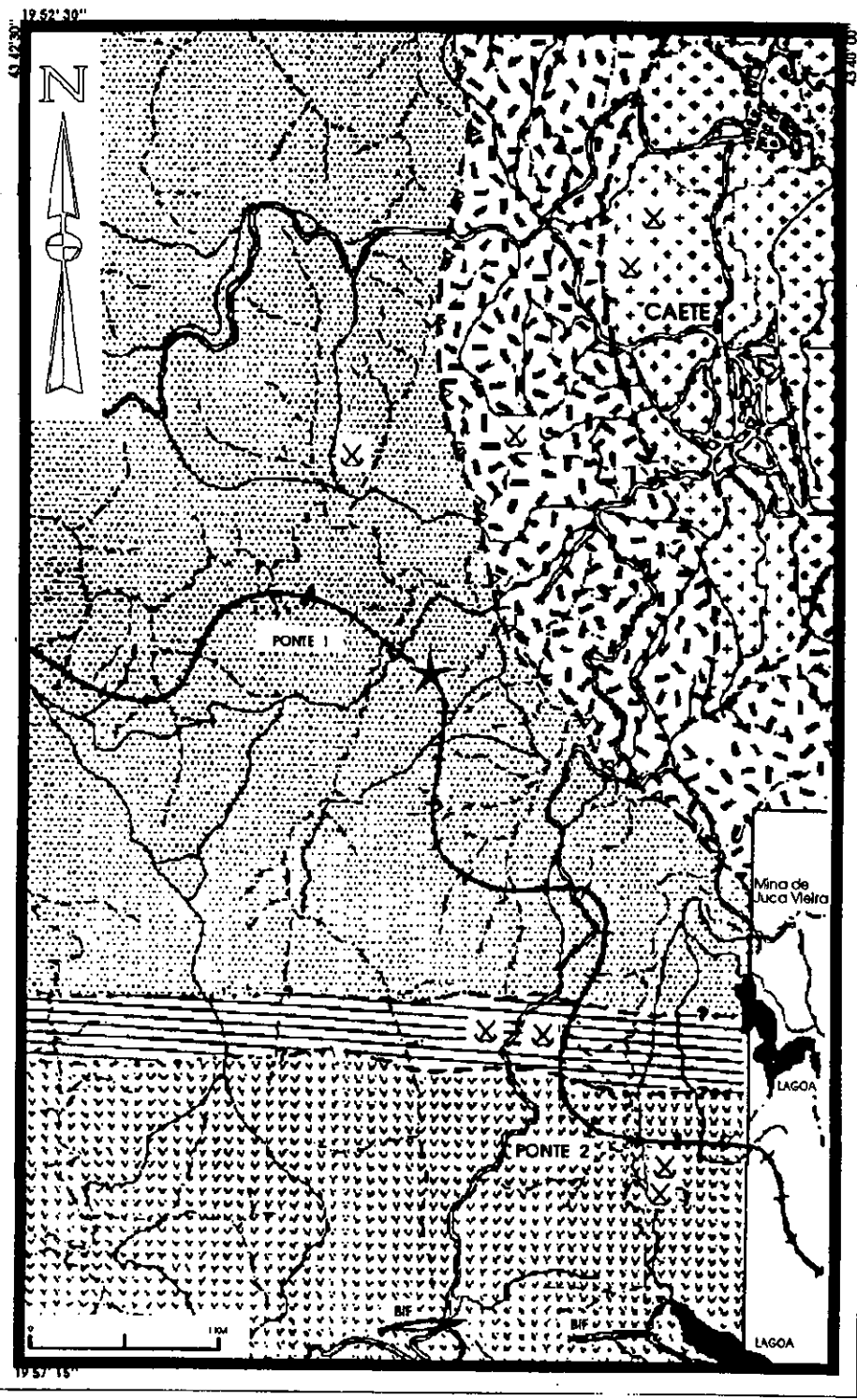
## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Unicamp pelas facilidades na realização dos trabalhos de campo, à DOCEGEO S/A na figura do geólogo D. S. Vial pelo suporte à

realização da pesquisa, a A. Choudhuri pelas sugestões sobre o metamorfismo. A.S. agradece ao CNPq Proc. n. 301598/85-1.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1976 - Estruturas do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. Bol. Esp. 1:201-202, XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto.
- ARNDT, N.T. & FLEET, M.E. - 1979 - Stable and metastable pyroxene crystalization in layered komatiite lava flows. Am. Mineral., V. 64:856-866.
- CHERNOSKY, J.V. & CARUSO, L.J. - 1985 - Equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: experimental determination of the stability of Mg-antophyllite. Am. Mineral., V. 60:375-390.
- CHOUDHURI, A., SZABO, G.J.A. & SCHRANK, A. - 1988 - Stability relations of amphiboles in mafic-ultramafic schists from the greenstone belt around Jacuí, southwestern Minas Gerais. Anais V. 3:1425-1437, Belém.
- DORR, II, J.V.N. - 1969 - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. U.S.G.S. Prof. Pap. 641A, 110 pp.
- LADEIRA, E.A. - 1980a - Metallogênese de Ouro na Mina de Morro Velho Mine, and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ontario, University of Western Ontario, Phd Thesis, 272 pp.
- LADEIRA, E.A. - 1980b - Gênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Minas Gerais, Brasil. Bol. Res. 2:371, XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú.
- LADEIRA, E.A. - 1988 - Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. ed, Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM-CVRD, p. 301-376.
- OLIVEIRA, O.A.B. - 1986 - As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. V. 2:1074-1087, XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia.
- OLIVEIRA, G.A.I.; CLEMENTE, P.L.C. e VIAL, D.S. - 1983 - Excursão à mina de ouro de Morro Velho. Bol. 3:497-505, Anais II Simp. Geol. Minas Gerais. Belo Horizonte.
- MENEZES FILHO, N.R. de; MATTOS, G.M.M. e FERRARI, P. - 1977 - Projeto Três Marias. Rel. Final, Vol. I, Conv. DNPM/CPRM. Belo Horizonte (inédito).
- SCHORSCHER, H.D. - 1976 - Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. Bol. Esp. 1:194-195, XXIX Cong. Bras. Geol. Ouro Preto.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Bol. Esp. 1:292-293, XXX Cong. Bras. Geol. Recife.
- SCHORSCHER, H.D. - 1979 - Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. An. Acad. Bras. Ciên., 51(4):767-768. Rio de Janeiro.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C. e MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic rocks. Excursions Annex, ISAP, 44pp.
- SCHRANK, A. - 1986 - Gênese e evolução de derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex de Piumhi-MG. V. 2:695-703, XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia.
- SOUZA FILHO, C.R. - 1991 - Metalogênese do ouro em zona de cisalhamento. Área Tinguá, "Greenstone Belt" Rio das Velhas, MG. Campinas, UNICAMP. Tese de Mestrado (inédita), 254 pp.
- VIEIRA, F.W.R. & OLIVEIRA, G.A.I. - 1988 - Geologia do distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S. ed, Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM-CVRD, p. 377-391.

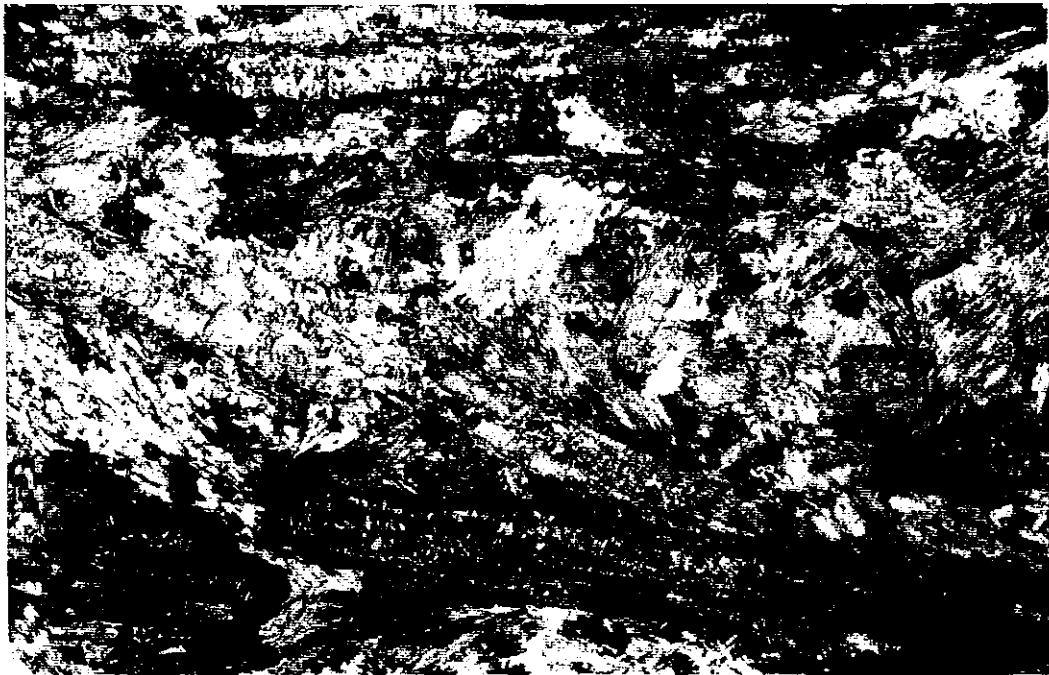


- ARQUEANO
- Bloco Tectonico II**
- Complexo Granodiorítico de CAETE
  - Unidade Meta-MAFICA/UL-TRAMAFICA
- Bloco Tectonico I**
- U. Meta - Sed. INDIVISA
  - U. Meta - Vulc. FELSICA
  - U. Meta - Vulc. ULTRAMAFICA
  - Mina (Au) abandonada
  - Meta-basaltos c/ textura spinifex

Figura 1. Mapa geológico da Area de Tingua (Souza Filho, 1991 - mod.). O Bloco Tectonico II estaria cavalgado, de este para oeste, sobre o Bloco Tectonico I (Souza Filho, 1991). A localizacao dos meta-basaltos com textura spinifex e fornecida.



*Fotomicrografia 1 - Textura clinopiroxênio-spinifex pseudomorfizada em basaltos de Caeté-MG. Observe na porção média-inferior os prismas alongados (antofilita + tremolita), que do lado direito formam um "V". Note abaixo desse "V" dois feixes de cristais claros de plagioclásios. (Luz natural, aumento 25 x).*



*Fotomicrografia 2 - Detalhe da seção anterior. O prisma cinza escuro, na parte inferior (pseudomorfo de clinopiroxênio) é constituído por cristais (cinza a negro) de antofilita e trilhas de clorita (claro). Na sua terminação à esquerda há um feixe de cristais de plagioclásio (claro) e uma seção basal de outro prisma (cinza a negro). (Nicois cruzados aumento 100x).*

# OCORRÊNCIA DE CINÁBRIO E QUARTZO DE ORIGEM VULCÂNICA EM "MUDSTONES" DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

ALEX VINICIUS BERNARDI - COMIG  
 NEWTON SOUZA GOMES - DEGEO/EM/UFOP

## SUMÁRIO

No sul do Quadrilátero Ferrífero (QF), regiões de Dom Bosco e Lagoa Grande (fig.1), são encontrados corpos isolados de um material argiloso, titanífero (até 5,2 %  $TiO_2$ ), aluminoso e caolinítico; discordantemente localizados em rochas do Grupo Piracicaba, frequentemente brechadas nos contatos, em forma de diques, "sills", "necks" e "stockes", com até 2 Km<sup>2</sup> de superfície; restritos ao intervalo entre as cotas 1.200m a 1.350m (superfície Pós-Gondwana); característicos por sua cor vermelho-tijolo pintalgada por manchas brancas de descoloração, tabulares-verniformes, e pela ausência de vegetação sobre os afloramentos (foto 1). Este material foi denominado "mudstone" por (Johnson, 1962; Dorr II, 1969). Desde o século passado tem-se procurado relacionar esse material às ocorrências de topázio imperial, euclásio e cinábrio do sul do QF; interpretando-o como saprólitos/lateritas de:

a) intrusivas ácidas/pegmatitos (Gorceix, 1881; Derby, 1891; Guimarães, 1934; Rolf, 1944, 1945 in Pires et al. 1983).

b) sub-vulcânicas (Derby, 1901; Lacourt, 1938; Barbosa, 1940; Scorza, 1939; Bernardi & Ladeira, 1983, Ferreira 1983, 1987; Bernardi & Garcia 1985, Bernardi, 1992);

c) hidrotermalitos (Gorceix, op.cit.; Derby op.cit.);

d) metamorfitos (Pires et.al.1983, 1984); e) rochas carbonáticas do Super Grupo Minas (Guild, 1953, 1957);

f) Depósitos supergênicos relativos à superfícies de aplainamento Pós-Gondwana (Johnson, op. cit); g) depósitos mistos, com cinzas vulcânicas trazidas por ventos (loess), desde centros vulcânicos mesozóicos (Dorr II, op.cit.).

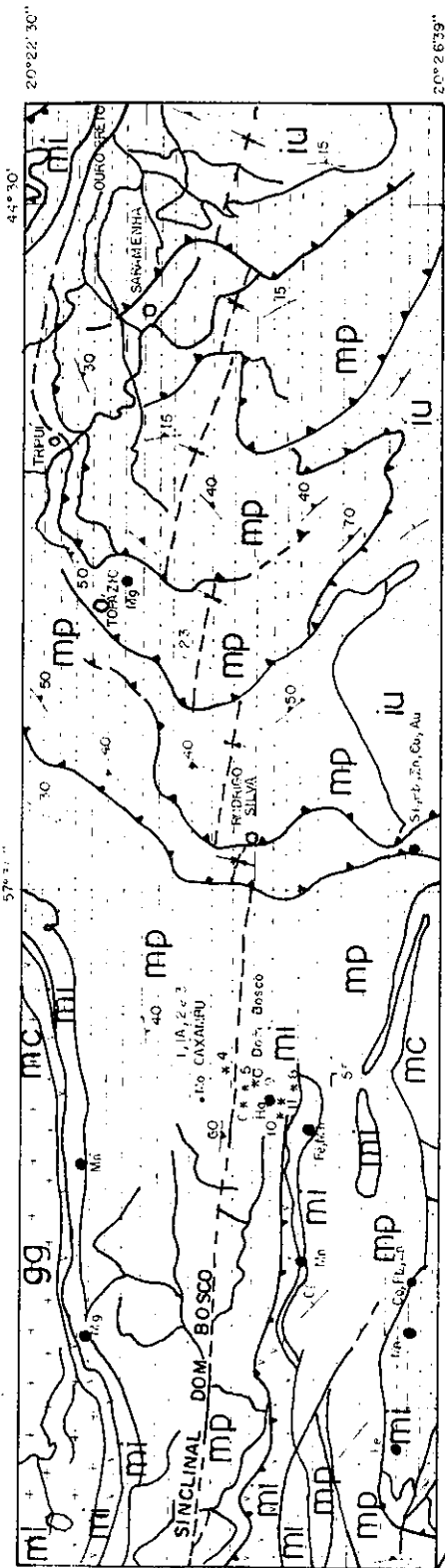
Bernardi e Ladeira (op.cit.) descreveram uma estrutura de canal abatido em "mudstone". (foto 2) interpretável como parte de um aparelho vulcânico do tipo diatrema. Este tipo de vulcanismo caracteriza-se por intensa atividade explosiva, geralmente através de diversos "vents" pequenos, de até 2.000m de diâmetro. As explosões são freato-magmáticas e expõem apenas gases (principalmente vapor d'água) e cineritos sobretudo de rochas encaixantes, não produzindo material magmático fresco. (Rittman 1962). Após períodos explosivos ocorre o colapso das câmaras magmáticas hipoabissais, simultaneamente à instalação de um relevo flúvio-lacustrino, no qual os

lagos ocupam as regiões de abatimento das crateras (maare). Sob clima muito chuvoso, em função da grande quantidade de vapor d'água, os cineritos expelidos podem alcançar a estratosfera (Rittmann op.cit.; McDonald 1972; Cas & Wright 1987). Cunhas sedimentares destes materiais podem ser abatidas a mais de 1.000m de profundidade, nas zonas dos "maare" (Schmidt & Hearn Jr. (S.D. fig.2). Embora hipóteses alternativas tais como "sink holes", em karst ou fenômenos neotectônicos possam ser aventados, nenhuma explica satisfatoriamente a presença de altos teores de  $TiO_2$ ; nem a presença de cinábrio e quartzo com características de origem vulcânica (Ferreira 1983; este trabalho: fotos 3 e 4). A mineralogia de concentrados de alguns destes materiais (figs. 1 e 3) revela-se complexa e mista, incluindo desde espécies metamórficas, até ígneas e hidrotermais. A descoberta pioneira de pequenos cristais de cinábrio numa dessas amostras (ARC.6) abre a perspectiva de se demonstrar suas relações paragenéticas com outras espécies, também de possível origem epitermal, tais como: zircão, monazita, xenotima, rutilo, turmalina e sulfetos. Neste caso a possibilidade de uma origem vulcânica comum para os "mudstones" e cinábrio será reforçada, assim como a perspectiva da elucidação da origem de outras mineralizações hidrotermais da área, como as de topázio, euclásio, e as de sulfetos de Zn, Ag, Sb, Pb, (Cu) com As, Bi e Au do Morro do Bule (Guimarães 1934; Távora 1989).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. - 1940 - Relatório da Diretoria. Bol. Div. Prod. Min. (DFPM) - Rio de Janeiro, 46: 123p.
- BERNARDI, A.V.; LADEIRA, E.A. - 1983 (inédito) Projeto para estudo das mineralizações de mercúrio e metais associados, na área de Tripuí-Hargreaves, município de Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil. Convênio FINEP-UFOP n 53/83/845/00
- BERNARDI, A.V.; GARCIA, A.J.V. - 1985 - (inédito). Projeto Mercúrio: mineralizações de mercúrio... Relatório Final, V.I., 134p. II 159p. Univ. Federal de Ouro Preto, Depto. Geologia.
- BERNARDI, A.V. - 1992 (inédito). Mudstones do Quadrilátero Ferrífero, possíveis produtos de intemperismo de rochas hipabissais e vulcânicas mesozóicas. Seminário de qualificação, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Mestrado em Geodinâmica e Metalogênese, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais.
- CAS, R.A.F.; WRIGHT J.V. - 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Allen & Unwin Publ. Ltd. London. 528p.
- DERBY, O.A., 1901 - On the mode of occurrence of topaz near Ouro Preto, Brazil: Am. Jour. Sci., 4 th serv., v.11, p. 25-34.
- DORR II, J.V.N. - 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 641-A.
- FERREIRA, C.M. - 1983. Vulcanismo ácido no Quadrilátero Ferrífero e sua relação com algumas ocorrências e /ou depósitos

- minerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2. Anais Belo Horizonte. Bol. SBG-MG n 3 p. 128-133.
- FERREIRA, C.M. - 1987. Geologia da jazida de topázio de Saramenha. Rev. Esc. de Minas de Ouro Preto, 40 (3) 15-17.
- GORCEIX, H., 1881 - Estudo geológico das jazidas de topázio da Província de Minas Gerais : Anais da Escola de Minas, Ouro Preto, v. I, p. 15-38.
- GUILD, P.W., 1953. - Iron deposits of the Congonhas District, Minas Gerais Brazil. Econ. Geology, v. 48. p.639-676.
- GUILD, P.W., 1957. - Geology and mineral resources of the Congonhas District. Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 290, 90p.
- GUIMARÃES, D. 1934 - Jazida de minério sulfurado do Morro do Bule, Hargreaves, Ouro Preto. Secret. Agric. Depto. Serv. Geogr.e Geol. Bol. 2, 26p.
- JOHNSON, R.F. 1962 - Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo and Ouro Branco Quadrangles, Minas Gerais Brazil. USGS Prof.Paper 341-B.
- LACOURT, F. 1938 - Topázio em Ouro Preto, Minas Gerais. Rev.Min. Met.v. III p.24.
- McDONALD, G.A. 1972 - Volcanoes. Prentice Hill, London. 510p.
- PIRES, F.R.M.; FREITAS, C.O.; PALERMO, N. SARCIA, M.N.G.1983. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do distrito de Ouro Preto, Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2. Anais...Belo Horizonte, Bol. SBG -MG, 3 p.283-286
- PIRES, F.R.M.; PALERMO, N.; SARCIA, M.N.G. 1984. Análise de deformação e revisão lito-estratigráfica do Supergrupo Minas no Sinclinal de Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Congr. Bras. Geol., 23 Anais... p. 3151-3165
- RITTMANN, A. 1962 - Volcanoes and their activity. Trad. por Vicent E.A. Intersect. Publ. John Willey & Sons 305p.
- SCHMIDT, R.G.; HEARN Jr., B.C. - Atlas of volcanic phenomena. USGS sheet 14.
- TÁVORA, F.J., 1989 - Antimony and arsenic as pathfinders to precious metals associated with metasedimentary-hosted mineralization at Morro do Bule, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: Intern. Geoch. Expl. Symp., 13 Abstracts volume SBGq. p.6.



GEOLÓGICA COM CALADA FOR JUNTA DO  
OCORRÊNCIA DE MINERAIS COM CALADA  
FOR AV BERNARDO LUIZ

**CONVENÇÕES**

- iu SÉRIE ITAMBÁ, INDIVÍDUAS, QUARTZITO, CONGLOMERADO, FILITO
- mp GRUPO PIRACICABA: FILITO, QUARTZITO, FERRUGINOSO, DOLOMITO, QUARTZITO, FOLICULO, FERRUGINA, QUARTZITO, CONGLOMERADO
- mi GIBRI, ITAMBÁ, ITAMINTO, DOLOMITO, FILITO, AFUNDANTE LOCAL, CALIENTE
- mc SAPOCÁ, GRANITO, QUARTZITO, FILITO, AFUNDANTE
- mi BRIOZÓCITOS, FILITO, CLO-RITO, XISTO, ROCHA METAVULCÂNICA, DOLOMITO, GRAUVAÇA, QUARTZITO, FORMAÇÃO FERRUGINA E CONGLOMERADO
- gg MANTO METAMÓRFICAS INDIVÍDUAS
- FALHA DE EMPURRÃO
- FAULTO
- ALTITUDEZONA (CAMALINHA)
- OCORRÊNCIA MINERAL

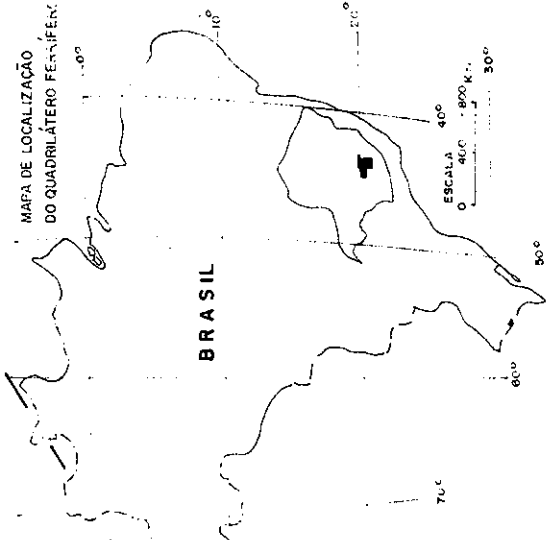
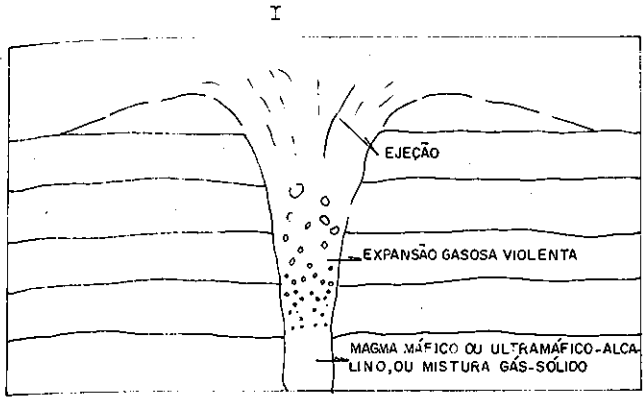
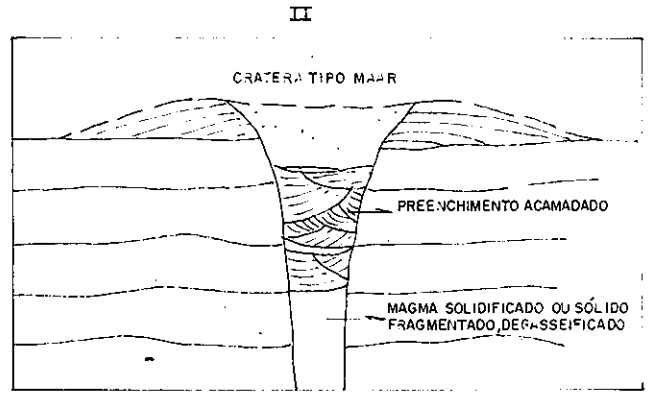


FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DE "MUNISTONES" E AMPHISTRAS AMO (MANTO) NA REGIÃO DO SUDOESTE

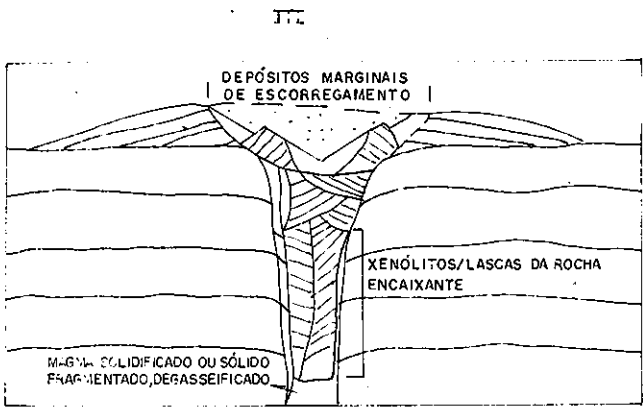
NOME DA QUADRÍCULA	MALEADA FOR	NOME DA QUADRÍCULA MALEADA LUIZ	NOME DA QUADRÍCULA MALEADA FOR
1 - SERRA	DORR-BARBEIRA	17 - FECHADO FUNIL	33 - MARIANO DA SERRA
2 - STA LUCIA	ALVES	18 - IBIRITE	34 - BACAO
3 - SERRA DA REDE	ALVES	19 - MACACOS	35 - CACHO DO CASQU
4 - ANTONIO DOS SANTOS	MOORE	20 - RIO ACIVA	36 - SÃO BASTOLETEU
5 - COCAIS	SIMMONS	21 - GANDARELLA	37 - ANTONIO PEREIRA
6 - SÃO GOÇALO	HERZ	22 - CONCEIÇÃO DO RIO ACIVA	38 - CAVALIETE PEDRA
7 - BOLEVADE	REEVES-CORRA	23 - CATALANAS	39 - SÃO JULIANO
8 - BELA HORIZONTE	POWELTE	24 - ITATIUAÇU	40 - DOR RÓCCO
9 - VA LIMA	GAR-ASHLEY	25 - SOUSAS	41 - OURO PRETO
10 - CAETE	ALVES	26 - BRUNADINHO	42 - MANAIA
11 - GARRAÇO	MOORE	27 - PIELARES DO PARQUEIA	43 - JECEMA
12 - STA BARBARA	SIMMONS	28 - LARGA GRANDE	44 - CONGONHAS
13 - FLOALIA	HERZ	29 - ITAIRITO	45 - JOÃO FRANCISCO
14 - RIO PIRACICABA	REEVES-CORRA	30 - RIO LE PEDRAS	46 - STA RITA DO O.P.
15 - SERRA AZUL	SIMMONS	31 - CAFANEMA	47 - RIO DAS BANDEIRAS
16 - FRANKE	SIMMONS	32 - STA. TEREZINHA	48 - VALEADA DO BOUQUINHO



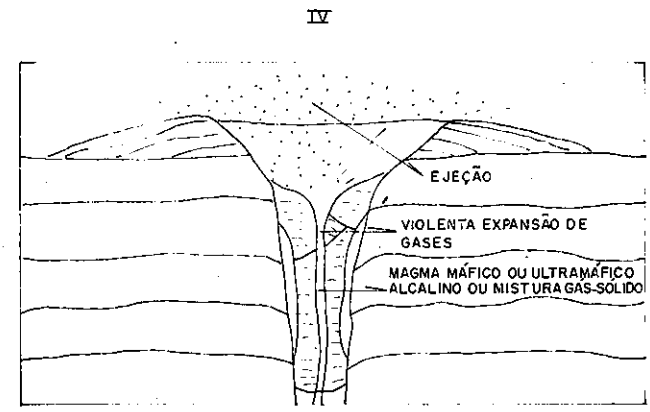
**ESTÁGIO INICIAL** - UM MAGMA MÁFICO OU ULTRAMÁFICO-ALCALINO OU UMA MISTURA GÁS-SÓLIDO, ASCENDE ATRAVÉS DE UM ESTREITO DUCTO; ATINGE UM NÍVEL DA CROSTA ONDE A PRESSÃO DOS GASES EXCEDE A DE CONFINAMENTO. NESTE PONTO OS GASES EXPANDEM-SE VIOLENTAMENTE ROMPENDO O MATERIAL SOBREJACENTE E ATIRANDO-O PARA A ATMOSFERA JUNTAMENTE COM ALGUM MAGMA OU MISTURA GÁS-SÓLIDO.



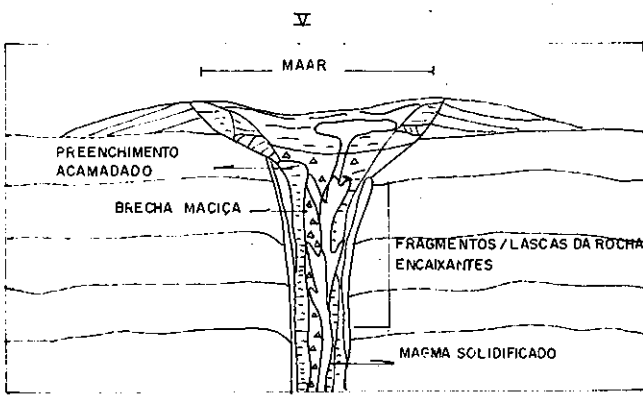
**CESSA A ERUPÇÃO** - QUANDO A QUANTIDADE OU FORNECIMENTO DE GASES DIMINUI, OU AINDA QUANDO O "VENT" TORNA-SE ENTULHADO COM SEU PRÓPRIO "DEBRIS" DE MODO QUE OS GASES NÃO PODEM EXPANDIR-SE VIOLENTAMENTE FORMA-SE UMA CRATERA DO TIPO "MAAR" NA SUPERFÍCIE SOBRE O TIPO "PIPE".



**SUBSIDÊNCIA E COM-ACTAÇÃO** - DO PREENCHIMENTO ACAMADADO: OCORRE ACOMANHADO PELO ESCORREGAMENTO (ACOMODAÇÃO GRAVITATIVA) DOS DEPÓSITOS MARGINAIS E PELA SUBSIDÊNCIA DE BLOCOS EM TORNO DO "VENT". MUITOS "PIPES" PROFUNDAMENTE ERODIDAS CONTÊM FRAGMENTOS IDENTIFICÁVEIS DAS ROCHAS ENCAIXANTES O QUE INDICA QUE O PREENCHIMENTO DOS "VENTS" PODE TER SUBSIDIDO ATÉ VÁRIOS MILHARES DE PÉS.



**NOVA ERUPÇÃO** - É SEGUIDA DE OUTRA SUBSIDÊNCIA DO MATERIAL DO VENT. FRAGMENTOS DE ROCHAS SÃO COMUMENTE ARREDONDADOS E POLIDOS NA SUA PASSAGEM ATRAVÉS DO "PIPE", DURANTE AS FASES EXPLOSIVAS.



**O "PIPE" FINAL** - PRODUZIDO POR UMA SÉRIE DE CICLOS DE ERUPÇÃO - SUBSIDÊNCIA APRESENTA UMA ESTRUTURA INTERNA COMPLEXA. DIATREMAS SÃO DE PARTICULAR INTERESSE GEOLÓGICO PORQUE FORNECEM INFORMAÇÕES SOBRE GRANDES PROFUNDIDADES DA TERRA. AS ROCHAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS NELES ENCONTRADAS SÃO PROVAVELMENTE GERADAS NO MANTO E TRANSPORTAM INCLUSÕES NELE FORMADAS.

4000 PÉS

FIG. - 2  
DESENVOLVIMENTO DE UM DIATREMA  
SCHMIDT, R.G., HEARN JR., B.C., ... ATLAS OF VOLCANIC PHENOMENA.  
SHEET 14 OF 20 U.S.S.

TRAD. ALEX VINICIUS BERNARDI

Fig 3 - Mineralogia de Concentrados de Pesados de Mudstones ( Localização na Fig. 1).

AMOSTRA	%														4											
	CONCENTRADO	FRAGMENTO DE ROCHA	FRACÃO LEVE	FRACÃO > 16 $\mu$	MAGNETITA	LI-MONITA/HEMATITA	ÓXIDOS DE MANGANÊS	ILMENITA	LEUCOXÊNIO	TTANITA	ANATASIO	RUTILIO	ESPIÑELO	EPIDOTO		TURMALINA	ZIRCONITA	MONAZITA	XENOTIMA	QUARTZO	MICA	GRANADA	QUANTIA	ESTAUROLITA	SULFETOS	CINÁBRIO
AMC-1 - Mudstoneorro da Caxambu	.6	22	32.4	9.2	28	4.8	-	.1	.1	-	-	T	-	T	.08	.05	T	-	-	2.2	.7	T	2	T	T	-
ACM-1A - Idem	.7	30.6	12.3	9.2	30.5	13.3	T	-	-	-	-	T	1.5	T	T	T	-	-	.08	.8	T	T	T	T	.01	-
AMC-2 - Idem	.1	2.7	38	.9	28	6.4	1.1	.6	.5	-	T	-	-	T	2	T	-	-	9	T	-	2	T	T	-	-
AMC-3 - Idem	.1	4	61.3	7.5	12	8.6	.1	2	2	-	-	.04	-	-	.6	T	T	-	5	T	T	.1	T	T	-	-
AMC-4 "BT" em filito carbonático, 750m a leste de Merro Caxambu	.8	3	17.2	9.2	59.2	3	.3	T	7	-	-	.02	T	.05	T	T	.6	-	T	.7	-	.03	T	T	-	-
AMC-5 - Diques cortando filito, estr. Ferro, 300m SW de Est. D. Bosco	.05	20.5	73.7	3.5	2.1	5.2	7	-	-	-	-	-	-	-	-	T	-	T	2	.1	-	T	-	-	-	-
AMC-6 Est. Ferro Leopoldina, 1000m SW - Est. D. Bosco; Ocorr. de Hg-mudstone	.2	2	84	3.1	1.5	.9	.02	3.3	5.2	3	T	.15	T	T	5	.07	-	-	4	T	-	3	.03	T	T	-
AMC-7 - Est. Ferro 2.623m WSW Est. D. Bosco Suprel de R. Bastias?	.6	-	6	2.0	9.1	-	T	.7	-	-	-	T	-	-	.06	T	-	-	1.2	-	-	T	-	-	-	-
AMC-8 - Mudstone, 1.250m SSE Est. D. Bosco	.1	6.5	47.5	18.7	12	9.6	.01	2	3	T	T	.08	-	.02	.6	.1	T	T	.9	T	-	.05	T	.01	-	-
AMC-11 - Mudstone, 1000m SSW Est. D. Bosco	.3	13.0	64	4.8	5	6	.02	2	7	-	-	.03	T	.01	2	.3	.01	T	.7	.02	-	2	T	T	-	-

OBS.: Amostras originais: 10 l ~ 10.000g (dens. ~ 1,5). T = Traços

Titanita: Amarela, fr. não magnética (AMC-6).

Anatásio: Azul (AMC-3) cinza azul (AMC-8); sub-edr.

Rutilo: Preto nas fr. paramagnet. (Fe); amarelo, vermelho, bege, castanho, geminados na fr. não magnet. subedr.

Espinélio: Azul, fr. não magnet. euedr./subedr.

Turmalina: Preta e fume; marrom e azul (AMC-8) anedr. - subedr.

Zirconita: Branca, creme, bege, rosada, avermelhada; subedr. na AMC-8 assoc. a badeleita (?) em cristais zonados, bege, marrom, amarelo, rosa, vermelho com incl. fúidas.

Monazita: Bege/amarela, subedr./anedr.

Xenotima Creme/bege, subedr.

Quartzo: crist. limpidos, c/ arestas; subedr.

Mica: Branca

Granada: Rosada

Sulfetos: Pseudomorfos de Pi euedr./subedr.; sulf. roxo (AMC-2); sulf. fresco (AMC-8); pirrotita (?)/arsenopirita (?) (AMC-11)

Cinábrio: 3 grãos (AMC-6)

Epidoto: Esverd. c/ incl. mín. opaco; subedr.





FOTO 1 - DETALHE DOS "MUDSTONES" DO TÚNEL DA ESTRADA DE FERRO. VITÓRIA - MINAS. ESTRADA DO CUMBI - MORRO DO CAXAMBU.



FOTO 2 - CANAL ABATIDO EM CORPO DE MUDSTONE.

# PETROLOGIA DAS ROCHAS METABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE BELT RIO DAS VELHAS NA REGIÃO DE MATEUS LEME (MG)

**CARLOS ALBERTO HEINECK** - CPRM - CNPQ/RHAE - UFMG  
**ARIPLÍNIO ANTÔNIO NILSON** - UNB  
**JOEL JEAN GABRIEL QUÉMÊNEUR** - CPMTC/IGC/UFMG

## INTRODUÇÃO

A região de Mateus Leme constitui um prolongamento ocidental do terreno granito-*greenstone* mais investigado no Quadrilátero Ferrífero, sobressaindo pelas exposições freqüentes e relativamente bem preservadas da seqüência vulcânica basal do *greenstone belt* Rio das Velhas, inclusive com a presença de bons exemplos de lavas almofadadas.

No presente trabalho são destacadas as características petrográficas-petroológicas dos derrames de rochas básicas a intermediárias e dos sills de rochas cumuláticas (metaultramáficas serpentinizadas) dessa seqüência arqueana, com a obtenção de assinaturas típicas e que servem também de parâmetro comparativo para outros segmentos do cinturão.

Os trabalhos executados são integrantes de um estudo a nível de mestrado e estão alicerçados por uma cartografia geológica de detalhe (escala 1:25.000) e análises petrográficas, litogeoquímicas (óxidos e elementos traços) e de microsonda eletrônica.

## GEOLOGIA REGIONAL

O compartimento mais setentrional da porção aflorante do cráton do São Francisco em Minas Gerais, distingue-se dos demais blocos (regiões de Oliveira e de São João del Rei - Conselheiro Lafaiete) pela existência de um grande número de estruturas identificadas como arqueamentos da infraestrutura de composição granítica, possivelmente relacionadas a instabilidades gravitacionais (dentro dos conceitos emitidos por exemplo, por Brun 1983 e Park 1986). Este é o caso dos domos de Florestal e Mato Dentro (IGA, 1982, 1983; Romano 1989) e Itaúna, para citar apenas os exemplos mais pertinentes. Outros fatores de distinção entre os blocos em questão residem na facilogia metamórfica/nível crustal, metalogênese, história deformacional, granitogênese proterozóica, etc (Heineck 1992).

Conforme já evidenciado por Romano (1989), entre outros aspectos da geologia regional, a seqüência metavulcano-sedimentar de Mateus Leme é correlata do Supergrupo Rio das Velhas definido no Quadrilátero Ferrífero - QF por Dorr *et al.* (1957) e Dorr (1969), e para o qual Ladeira (1980) apresentou

uma proposição de divisão estratigráfica no que se refere à sua unidade basal, o Grupo Nova Lima. Observa-se apenas uma interrupção local na serra do Itatiaiuçu, de caráter tectônico e ocorrida no Proterozóico (ciclo Transamazônico?). A região que se estende das proximidades de Mateus Leme para oeste, encontra-se situada mais para o interior do cráton e, portanto, mais preservada das deformações proterozóicas.

## GEOLOGIA LOCAL

As rochas supracrustais arqueanas encontram-se estruturadas em calhas sinclinais, com terminações em cuspide entre os domos de Florestal, Mato Dentro e Itaúna, tal como pode ser observado no mapa geológico (figura 1). A deformação polifásica impede uma clara identificação do mecanismo de geração desses domos (diapirismo e/ou, alternativamente, por cisalhamento).

A principal deformação da pilha supracrustal é do tipo tangencial, com transporte de massa para WNW (azimute 290°, portanto segundo um vetor idêntico ao observado no QF) e marcada pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica. Nas bordas ou contatos com os domos granito-gnáissicos observa-se um cisalhamento transcorrente (rampas laterais de um regime direcional); outros encurtamentos crustais, mais tardios e a nível de crosta intermediária, encontram-se segundo ENE-WSW e NW-SE.

No domo de Mato Dentro foi caracterizado um plutonismo granitóide, predominantemente ácido, do tipo I, configurando uma série cálcio-alcalina médio-K (granodiorítica) similar às dos sistemas cordilheiranos ou arcos magmáticos evoluídos e integrada pelo monzogranito Fazenda Liberdade, granodiorito Barro Preto e quartzo monzodiorito Bom Jardim (Suíte Mato Dentro).

A litoestratigrafia da seqüência metavulcano-sedimentar local é essencialmente a mesma proposta por Ladeira (1980) para o Grupo Nova Lima no Quadrilátero Ferrífero:

- a unidade basal é compreendida por uma plataforma inferior de derrames basálticos tholeiíticos submarinos, constituindo uma pilha atapetada por sedimentos químicos interderrames (formações ferríferas bandadas do tipo Algoma e camadas de metachert) e associada também com xistos

ultramáficas; nos termos máficos cabe destacar as freqüentes e bem preservadas estruturas de lavas almofadadas, com perfeitas observações das partes (*pillows*, *interpillows* e pedúnculos);

- a unidade média aflorante na região de Boa Vista, serra Santo Antonio e na faixa Azurita - Serra Azul, corresponde a uma seqüência metassedimentar marinha transgressiva dominada por quartzo-sericitita xistos laminados (turbiditos?) com abundantes intercalações quartzíticas, passando, no sentido do topo, a xistos grafitosos e metacherts finos ferruginosos ou não.

- a unidade superior é representada por uma espessa acumulação de xistos quartzo-sericiticos, provavelmente com proeminente contribuição turbidítica (em parte tufácea) e constitui os segmentos mais orientais e meridional da área.

Sem um posicionamento estratigráfico e/ou temporal bem estabelecido, tem-se, ainda:

- sills de rochas cumuláticas metaultramáficas, ocupando uma posição marginal em relação à pilha metavulcano-sedimentar, ou como megaxenólitos (?) em meio aos granitóides do domo de Mato Dentro;

- intercalações de larguras hectométricas de rochas relacionadas a zonas de alteração hidrotermal, com ocorrência de quartzo-cianita xistos, magnetitito, formação ferrífera, rocha peraluminosa (agalmatolito), metachert (ferruginoso ou não), turmalinito (exalativo), fuchsitita xisto, quartzito, cianitito etc. Esta assembléia litológica está intimamente associada às principais trunicações/descontinuidades tectônicas da região (serras da Saudade, de Santo Antonio, da Boa Vista e ao longo das bordas oriental e setentrional do domo de Mato Dentro).

No flanco ocidental e topo da serra Santo Antonio aflora uma seqüência de quartzitos e conglomerados considerados como integrantes do Grupo Maquiné (IGA 1982 e Romano 1989) ou mesmo do Supergrupo Minas (Teixeira e Kuyumjian, 1991). Este conjunto encontra-se tectonicamente imbricado no Grupo Nova Lima, tem o acamadamento mostrando o topo em posição estratigráfica normal e é ora interpretado como tendo sido depositado num ambiente continental fluvial (leques aluviais arcoseanos) associado a uma tectônica tafrogênica, provavelmente eoproterozóica.

## ROCHAS METABÁSICAS E METAULTRAMÁFICAS

### Petrografia

As rochas dos derrames basálticos são invariavelmente compostas de anfibólitos aciculares e grãos de plagioclásios não maclados (orto-anfibolitos), de textura nematoblástica, granulação fina, foliação penetrativa e praticamente sem evidências de alterações superimpostas, aspecto este atestado também pela cor cinza esverdeado médio a escuro. Nas lavas almofadadas, o material *interpillow*

apresenta uma maior abundância de plagioclásio e ocorrência de clinozoisita, resultando em destacadas faixas centimétricas mais claras e envoltórias de *pillows* (que medem 20 a 40 cm) arredondadas nas zonas com menores taxas de deformação. Venulações contendo quartzo, carbonato, sulfetos e plagioclásio são relativamente raras, bem como as alterações para clorita e biotita.

As rochas metaultramáficas exibem uma intensa serpentinização e transformações mais avançadas para clorita-tremolita-talco-carbonato xistos, além de pseudomorfos finos a milimétricos segundo piroxênios e olivina. A ocorrência de olivina em grãos grosseiros e textura similar à do tipo glomero-porfirítica (até 3 cm), junto com os pseudomorfos acima citados, atesta a natureza cumulática e intrusiva (sills) destas rochas.

### Litogeoquímica

Os dados analíticos obtidos para uma coleção de rochas metabásicas nada ou apenas discretamente espilitizadas (altas razões CaO/Na<sub>2</sub>O) revelam uma composição de magma basáltico subalcalino tholeiítico (ver diagrama AFM, figura 2) do tipo alto magnésio e baixo K, com características de geração em ambiente de fundo oceânico (OFB), nos quais os elementos incompatíveis identificam-se com o padrão dos basaltos meso-oceânicos. Algumas amostras (20%) posicionam-se entre os tholeiitos ricos em Fe e outras como basaltos komatiíticos (15%) no diagrama de Jensen, 1976 (figura 3), mas uma variação importante no quimismo das rochas metavulcânicas, em função dos conteúdos mais altos de sílica, reside na sua tendência para composições de andesitos basálticos (35%), com cerca de outros 25% dos espécimes (aqueles coletados próximo ao topo da unidade inferior do Grupo Nova Lima) já incidindo dentro do campo dos andesitos. Elementos como Al, Ti, Zr, P e V encontram-se enriquecidos (correlação positiva) nos termos mais fracionados.

As rochas metaultramáficas são muito magnesianas (MgO > 32%), com olivina e hiperstênio preponderando amplamente entre os minerais normativos, com baixos conteúdos de CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, além de uma forte depleção em elementos incompatíveis, tipificando assim termos cumuláticos gerados pela concentração de olivina nos magmas (ver pólo magnésiano no diagrama AFM).

### Química Mineral

As análises com microsonda eletrônica mostram que os grãos de olivina cumulus (Fo 79-83 = crisolita) das rochas metaultramáficas encontravam-se em equilíbrio com um magma basáltico tholeiítico normal, afastando hipóteses de afinidade komatiítica ou mesmo picrítica para o sill serpentinitico da serra da Saudade (sul da área), bem como um fracionamento discreto do meio do sill para o topo atual. Os grosseiros cristais de olivina não são

zonados e exibem uma correlação positiva entre os teores de Fo e NiO, e negativa no caso de Fo e MnO.

Os raros grãos de cromo-espinélio constituem uma variedade rica em zinco (em torno de 10.000 ppm) e foram fortemente afetados pelos eventos metamórficos, com substituição avançada de Mg por Fe<sup>2+</sup> e um progressivo enriquecimento em Fe<sup>3+</sup>; desta forma tem-se núcleos de ferri-cromita e bordas de magnetita cromífera depletada em Cr, Mg e Al.

A clorita (variedades magnesianas do tipo peninita a clinocloro) constitui uma fase mineral que concentra Cr nos termos metamórficos, ao contrário da tremolita (predominante sobre a antofilita).

Os anfibólios das rochas metavulcânicas são cálcicos e constituem uma típica série actinolita-hornblenda, e ao contrário do que ocorre nos basaltos almofadados, onde o teor de MgO tende a igualar o de FeO, os termos mais superiores da pilha costumam apresentar um enriquecimento em FeO, aspecto sugestivo de um fracionamento. Também os plagioclásios têm uma variação significativa no teor de anortita: An 38-48 nos basaltos a An 27 nos andesitos.

## CONCLUSÕES

- Há um acentuado intervalo composicional entre as rochas vulcânicas (série tholeiítica magnesianas) e as intrusões ultramáficas (magma tholeiítico normal). No caso dos sills (corpos sinvulcânicos?), os termos mais fracionados a partir do magma parental podem ter sido removidos pelos processos tectônicos nas rampas frontais e laterais.

- O quimismo dos metabasaltos e sills ultramáficos, aliado à análise dos registros estratigráficos, sugerem o desenvolvimento do *greenstone belt* Rio das Velhas num ambiente ensimático (fundo oceânico a arco insular).

- As lavas almofadadas confirmam a ocorrência de derrames basálticos submarinos, enquanto que o teor de forsterita e a textura das olivinas embasam a natureza intrusiva e tholeiítica das rochas cumuláticas serpentinizadas.

- A região de Mateus Leme foi submetida a um metamorfismo de grau médio (facies anfibolito), a julgar pelas bandas de diferenciação metamórfica

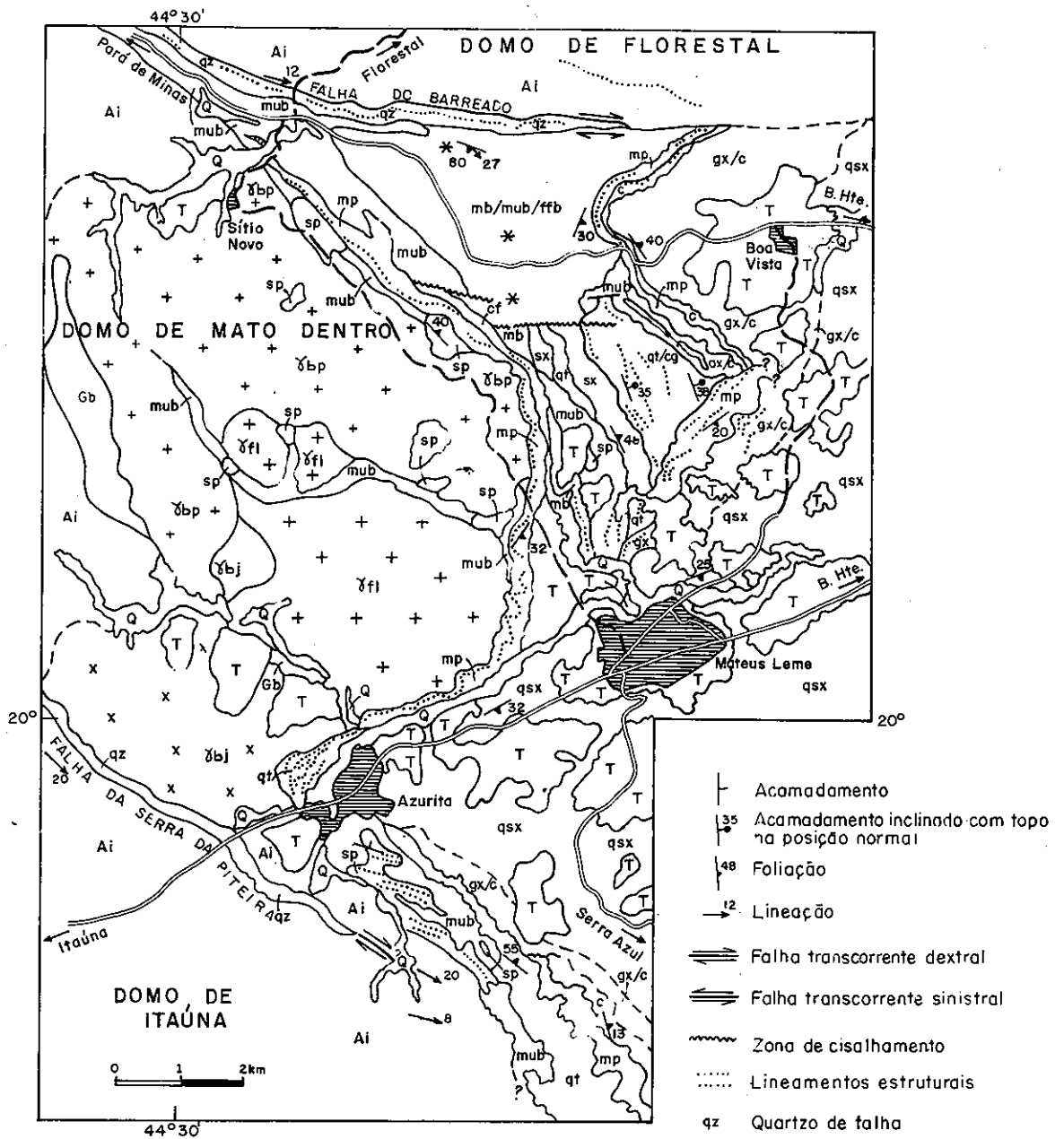
incipiente (sin D1) nos metabasaltos, onde plagioclásio (oligoclásio cálcico) está associado a hornblenda.

## AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho foi possibilitado graças à decisiva participação e auxílios de diversas entidades (UnB, COMIG, CNPq/RHAE, CNEN) e, particularmente, da CPRM através de dois dos seus programas institucionais.

## BIBLIOGRAFIA

- BRUN, J.P. (1983) L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXV, n° 2, p. 219 - 228.
- DORR II, J.V.N., GAIR, J.E., POMERENE, J.B. & RYNEARSON, G.A. (1957) Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Avulso 81, 31 p.
- DORR, J.V.N. II (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS, Prof. Paper 641-A, 109 p.
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS - IGA (1982). Mapeamento geológico da Região Metropolitana de Belo Horizonte; Folha Esmeraldas SE.23-Z-C-V-3. Governo do Estado de Minas Gerais, Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Escala 1:50.000.
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS - IGA (1983). Mapeamento geológico da Região Metropolitana de Belo Horizonte; Folha Igarapé SF.23-X-A-II-1. Governo do Estado de Minas Gerais, Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Escala 1:50.000.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523 - 548.
- HEINECK, C.A. (1992) Aspectos geológicos e metalogenéticos da porção meridional do cráton do São Francisco. IGC - UFMG, Seminário de Qualificação, 31 p.
- JENSEN, L.S. (1976) A new method of classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Misc. Paper n° 66.
- LADEIRA, E.A. (1980) Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario, Canada. Tese de doutorado, 272 p.
- PARK, R.G. (1986) Foundations of structural geology. Glasgow, Blackie, 135 p.
- ROMANO, A.W. (1989) Évolution tectonique de la région nord-ouest du Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brésil. Universidade de Nancy I, França. Tese de doutorado, 259 p.
- TEIXEIRA, N.A. & KUYUMJIAN, R.M. (1991) The Mateus Leme - Pitangui hydrothermal zone: Do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil? In: E.A. Ladeira (ed.) *Brazil Gold 91*. Rotterdam, Balkema, 1991.



**COBERTURAS CENOZÓICAS**

- Q Aluviões quaternárias
- T Coberturas detrito-lateríticas

**PROTEROZÓICO**

Gb Gabro

Metassedimentos da serra da Boa Vista

**ARQUEANO SUPERIOR**

qt/cg Quartzito, conglomerado, quartzito xisto, quartzito cianítico.

**PLUTONISMO GRANITÓIDE**

- γfi<sup>+</sup> Monzogranito Faz. Liberdade
  - γbp<sup>+</sup> Granodiorito Barro Preto
  - γbj<sup>x</sup> Quartzo monzodiorito Bom Jardim
  - Ai Sienogranito, augen ortognaisse, migmatito, ortognaisses granodioríficos.
- } Suite Mato Dentro

**SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS**  
GRUPO NOVA LIMA

- mp Magnetito, xistos aluminosos e peraluminosos.
  - sp/mub Sills de serpentinitos, talco-clorita xistos, tremolitos
- } sem posicionamento estratigráfico

**UNIDADE SUPERIOR**

qsx Quartzo-sericita xisto

**UNIDADE MÉDIA**

sx/qt/gx/c Quartzo micaxisto, quartzito, grafita xisto, metachert.

**UNIDADE INFERIOR**

mb/mub/ffb/ct Metabasalto (almofadado \*), metaultamáfica, formação ferrífera bandada, metachert (feruginoso ou não)

Fig. 1 - Mapa geológico da região de Mateus Leme

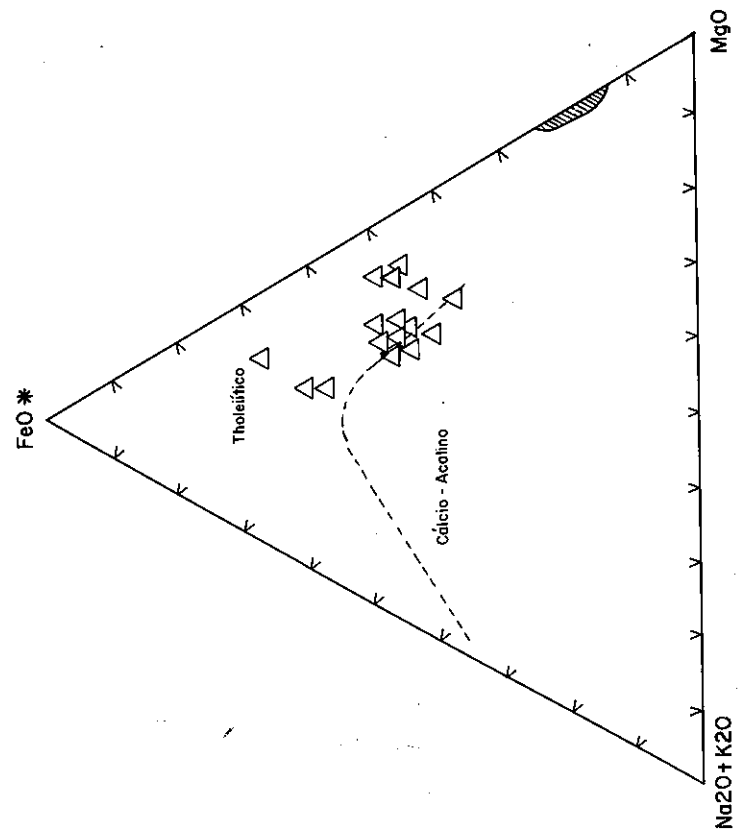


Figura 2 - Diagrama AFM mostrando a variação composicional das rochas metavulcânicas (trend tholeiítico) e cumuláticas da região de Mateus Leme. Campos discriminantes por Irvine & Baragar (1971).

- △ - Metavulcânicas
- ▨ - Sills metaulttramáficos

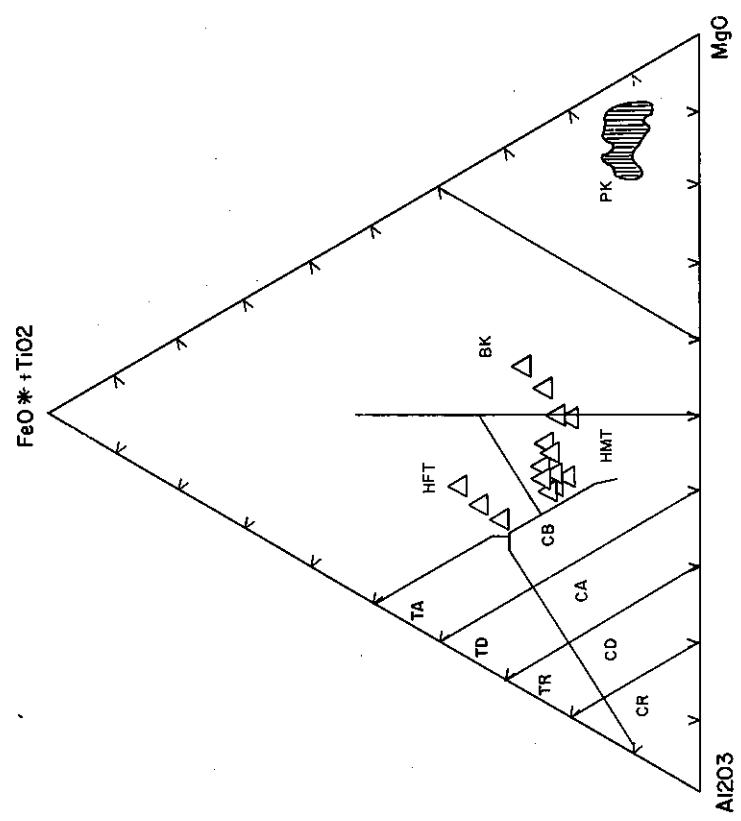


Figura 3 - Diagrama catiônico de Jensen com as composições das rochas metavulcânicas (△) e sills metaulttramáficos (▨).

# APLICAÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO AO ESTUDO DA DEFORMAÇÃO DÚCTIL E FRÁGIL NA REGIÃO DO MÉDIO RIO JAGUARIBE (CE)

V.E. AMARO\*  
F.H.R. BEZERRA\*  
V.P. FONSECA\*

E.F. JARDIM DE SÁ\*  
J.W.P. MACEDO\*\*

\* DEPTO DE GEOLOGIA/UFRN, CX POSTAL 1639, CEP 59075-970, NATAL/RN

\*\* DEPTO DE FÍSICA TEÓRICA E EXPERIMENTAL/UFRN, CX POSTAL 1641, CEP 59075-970, NATAL/RN

## INTRODUÇÃO:

O estudo sistemático dos padrões de fotolineações e fotolimeamentos detectáveis em produtos de sensoriamento remoto por métodos visuais e digitais, tem sido aplicado como subsídio ao mapeamento geológico regional e de semi-detelhe e na caracterização do contexto geotectônico das regiões semi-áridas do Nordeste do Brasil. Esta abordagem decorre, principalmente, da propriedade sinóptica e do caráter multispectral do imageamento orbital, além de permitir a correlação das feições lineares cartografadas com as estruturas observadas no campo, por diferentes métodos de investigação, apropriados às diferentes escalas de observação.

O tratamento digital de imagens orbitais envolveu toda a área do Médio Jaguaribe, onde também foram executados perfis geológicos regionais. Os diferentes métodos de realçamento direcionais e de contorno foram aplicados às imagens LANDSAT 5-TM em bandas individuais e combinações coloridas, de forma a destacar as descontinuidades litológicas e estruturais que, comparadas aos dados de campo, permitiram o reconhecimento de fotolineações e fotolimeamentos correspondentes às deformações dúcteis e frágeis observadas na área.

### Contexto geológico-geotectônico:

A região do vale do Rio Jaguaribe (CE) situa-se na Província Borborema definida como um segmento crustal afetado, durante a orogênese Brasileiro (700-550 Ma), por um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis litosféricas, associadas à faixas de dobramentos em regime transpressional ([1], [2]). Trabalhos recentes sugeriram a distinção de dois domínios principais, com características estruturais e metamórficas contrastantes ([3]). O domínio de oeste/noroeste (Estado do Ceará) é caracterizado por zonas de cisalhamento de direção NE e condições metamórficas de fácies anfíbolito a granulito, que atuaram como rampas laterais de extensos nappes. O domínio de leste/central (Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco) apresenta um complexo sistema de zonas de cisalhamento EW e faixas transpressionais NE, acompanhado por

metamorfismo de fácies anfíbolito com intensa fusão crustal.

A área do presente estudo (Médio Rio Jaguaribe) é afetada pelas zonas de cisalhamento dextrais de Orós e Jaguaribe. O nível crustal exposto é relativamente profundo, como denota a ocorrência de rochas do embasamento regional retrabalhadas em condições de alto grau metamórfico e diferentes episódios cinemáticos. O mapeamento geológico realizado na área, permitiu a identificação de cinco principais unidades litoestratigráficas, distribuídas da base para o topo:

- Sequência metavulcanossedimentar, composta predominantemente por micaxistos e metarcósios, além de anfíbolitos subordinados.
- Ortognaisses de composição granítica a tonalítica, equigranulares a porfíricos, intensamente migmatizados (diotexitos e metatexitos);
- Granitos porfíricos e equigranulares correspondentes aos granitos brasileiros G<sub>3</sub> ([4]), intrusivos nos ortognaisses migmatíticos e rochas supracrustais;
- Diques máficos intrusivos nas unidades anteriores, com direção geral EW, relacionados ao vulcanismo Rio Ceará-Mirim ([5]);
- Terraços aluvionares do Rio Jaguaribe, sendo mais recente o que ocupa o leito atual do rio, e mais antigo o que ocorre nas margens direita e esquerda do Rio Jaguaribe, representando o leito antigo e áreas de sua influência.

## ASPECTOS METODOLÓGICOS

### Produtos Utilizados

Neste trabalho foram utilizados alguns produtos de imageamento descritos a seguir:

- Produtos fotográficos do LANDSAT 5-TM (WRS 216/064 de 24/05/90, elevação solar 45°/azimute solar 53°, em composição colorida RGB = 4/3/2) e mosaicos SLAR (Projeto Radambrasil, banda X) em escala 1:250.000, que recobrem todo o vale do Rio Jaguaribe;
- Produtos digitais do LANDSAT 5-TM (WRS 216/064 de 24/05/90, bandas 4, 5 e 7) e fotografias

aéreas (escala 1:32.500, sobrevôo de agosto/setembro 1988) restritos à área estudada.

Com base na análise visual das 6 bandas do espectro refletido, bem como nas informações prévias de campo quanto aos tipos litológicos aflorantes e coberturas (vegetação e solo), foram selecionadas as bandas do infravermelho 4, 5 e 7 para as composições coloridas e aplicação das técnicas de realce, utilizando o software SITIM instalado no Laboratório de Sensoriamento da Universidade de Brasília.

### Estratégia de Tratamento

Nos procedimentos de foto-análise adotados buscou-se definir os métodos mais eficientes no realçamento direcional e de contornos nas imagens, ou seja, a acentuação das descontinuidades litológicas e estruturais, e que permitissem a integração da área no contexto geotectônico regional.

A primeira etapa consistiu na fotointerpretação monoscópica sistemática dos padrões de fotolineações e fotolineamentos nas imagens fotográficas do LANDSAT 5-TM e mosaicos SLAR, com apoio de documentação cartográfica prévia, que conduziram à elaboração de um mapa geológico-estrutural simplificado da região, utilizando metodologia definida para aplicação à Província Borborema ([6], [7], [8]).

Numa segunda etapa foi realizado o tratamento digital de imagens da região do Médio Rio Jaguaribe. Vários métodos de síntese e realce das informações espaciais e espectrais contidas nas 3 bandas (4, 5 e 7) foram testados: (a) reagrupamento por ACP (análise de componentes principais); (b) reagrupamento por rotação no espaço IHS (intensidade/ matiz/ saturação); (c) realce por decorrelação; (d) composições coloridas RGB (vermelho/verde/azul) com ALC (ampliação linear de contraste) e manipulação de contraste; (e) filtragens direcionais. As imagens (neocanais) obtidas nas sínteses por reagrupamento (ACP, IHS, decorrelação e RGB) mostraram-se úteis na discriminação, em escala de semi-detalhe, das unidades litológicas presentes na área, cuja caracterização está fora do âmbito deste trabalho. Entretanto, na análise visual das descontinuidades estruturais os neocanais apresentaram desempenho insuficiente, pois as informações geométricas não se agrupam num único neocanal. Assim, optou-se pela aplicação de filtragens direcionais, que realçam as feições lineares, nas imagens da banda 5 (com ALC e manipulação de contraste), da 1ª componente da ACP e da 2ª componente da decorrelação. Os melhores resultados foram obtidos com os filtros direcionais de dimensões matriciais 3x3 (tipo Sobel A e B, Prewitt e Gradiente A) coerentes com as estruturas decamétricas e quilométricas predominantes, aplicados sobre cada imagem segundo as direções NS, EW, NW-SE e NE-SW (Fig. 1).

As diferentes cartas direcionais obtidas foram então compiladas e comparadas com um mapa geológico-estrutural preliminar (escala 1:32.500), que corresponde a uma interpretação fotogeológica

clássica executada sobre as fotografias aéreas. Parâmetros estruturais referentes às principais fases de deformação, obtidas em campo, foram adicionados ao mapa de modo a ampliar seu potencial interpretativo. As fotolineações correspondem, na superfície topográfica, aos traços das estruturas dúcteis penetrativas (mais comumente foliações e/ou lineações), enquanto os fotolineamentos representam as estruturas dúcteis-frágeis e frágeis referentes aos falhamentos e diques pós-brasilianos.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### A Deformação Dúctil Precambriana

A área estudada foi afetada por duas zonas de cisalhamento dúcteis de direção geral NS de comportamentos distintos, marcadas por uma densa faixa de fotolineações de extensão quilométrica. A zona de cisalhamento do oeste (ZCO) possui foliação milonítica com mergulhos verticalizados e lineações de estiramento com baixo *rake* (inferior a 20°). A zona de cisalhamento do leste (ZCL) apresenta mergulhos variáveis para leste e lineação de estiramento medida no plano  $S_{n+1}$  com *rake* oscilando entre 45° e 90°. Os critérios cinemáticos indicam regime de transpurrão de SE para NW para a ZCL e transcorrência sinistral na ZCO. Os empurrões observados na ZCL estão possivelmente relacionados a grandes dobras de arrasto dúctil, bem visualizadas nas imagens filtradas (Fig. 1 e 2), resultado do efeito local provocado pelo transporte para norte do bloco crustal à esquerda da ZCJ.

Um bandamento metamórfico restrito aos ortognaisses e supracrustais migmatizados revela uma deformação anterior ao cisalhamento, cujo *fabric* possui mergulhos verticalizados e orientação NS, sugerindo influência do cisalhamento na sua reorientação. Uma fase tardia aos -cisalhamentos dobra a foliação milonítica compondo grandes antifomes e sinformes normais ou revirados, com caimento para sul, sendo o sistema de fotolineações dobradas bem marcado nas imagens tratadas (Fig. 2).

### A Deformação Tardi-Brasiliiana e Mesozóica

A primeira fase é representada por um sistema de juntas verticais de direção NS, de estrias horizontais, associado a falhas sinistrais de comportamento frágil-dúctil. As características desta fase sugerem um desenvolvimento tardio com relação as zonas de cisalhamento brasilianas. Os fotolineamentos que correspondem a estas estruturas são extensos, bem espaçados e gradam continuamente para as fotolineações brasilianas.

Um outro evento está relacionado com fraturas verticalizadas de direção 60°-90°Az, com estrias de baixo *rake*, correlacionável à maioria das falhas mapeadas e ao enxame de diques de diabásio. Os fotolineamentos relacionados a esta fase são de extensão quilométrica, com localização espacial bem definida, que intercepta as estruturas NS precedentes (Fig. 2), e estão marcados na paisagem pelas extensas depressões que controlam a rede hidrográfica do Rio



Jaguaribe. Evidências de campo comprovam que estas estruturas truncam as anteriores e estão relacionadas ao rifteamento crustal responsável pelo magmatismo Rio Ceará-Mirim.

O terceiro e último evento frágil corresponde a um sistema conjugado  $30^{\circ}\text{Az}/320^{\circ}\text{Az}$ , subvertical, de idade absoluta e/ou relativa incerta, podendo inclusive estar relacionado a um dos eventos anteriores, de pouca expressão quanto às feições lineares nas imagens.

## CONCLUSÕES

Neste trabalho procurou-se estabelecer e sistematizar procedimentos de tratamento visual e digital de produtos de sensoriamento remoto que, auxiliados por levantamentos de campo, permitiram o reconhecimento evolutivo das deformações presentes na região do Médio Rio Jaguaribe. A deformação dúctil precambriana é expressa por fotolineações e fotolineamentos de direções NS e NE que correspondem às extensas zonas de cisalhamento. Uma fase dúctil tardia é representada pelo dobramento dessas zonas em grandes antiformes e sinformes normais ou revirados, com caimento para sul. Com respeito à deformação tardi brasileira e mesozóica foi reconhecido um sistema de falhas NS de comportamento frágil-dúctil, tardio em relação as zonas de cisalhamento, e um sistema de fotolineamentos de direção  $60^{\circ}\text{-}80^{\circ}\text{Az}$  que

corresponde à tectônica frágil relacionada ao magmatismo Rio Ceará Mirim, que truncam as anteriores.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - *A Evolução Proterozoica da Província Borborema*. Atas, 11<sup>ª</sup> Simp. Geol. Nordeste, 297-316.
- [2] CABY, R. - 1989 - *Precambrian Terranes of Benin-Nigeria and Northeastern Brazil and the late proterozoic South Atlantic fit*. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, 230:145-158.
- [3] CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHAJO, C.J. & JARDIM DE SÁ, E.F. - 1991 - *Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, northeastern Brasil*. Geology, 19:586-589.
- [4] JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M. & McREATH, I. - 1981 - *Estratigrafia de rochas granitóides na região Seridó (RN-PB), com base em critérios estruturais*. Rev. Bras. Geoc., 11(1):50-57.
- [5] GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.; SOUZA, G.M.; LUZ, D.S.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; FRANÇA, F.A.; RIBEIRO, E.G.; LIMA, E.A. & MENOR, E.A. - 1981 - *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SB24/25. Jaguaribe/Natal. MME, 27-300.
- [6] AMARO, V.E.; JARDIM DE SÁ, E.F. & VAUCHEZ, A. - 1991 - *Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema*. Atas, 14<sup>ª</sup> Simp. Bras. Nordeste, 306-309.
- [7] JARDIM DE SÁ, E.F.; AMARO, V.E.; HOLLANDA, M.H. & DUARTE, M.I.M. - 1993 - *Mapeamento por sensores remotos das estruturas transcorrentes/transpressionais brasileiras na Faixa Seridó*. Anais. 7<sup>ª</sup> Simp. Bras. Sens. Remoto, v.3:221-225.
- [8] STRIEDER, A.J. & AMARO, V.E. - 1993 - *Regional tectonic patterns as removed from remote sensing imagery*. (este simpósio).

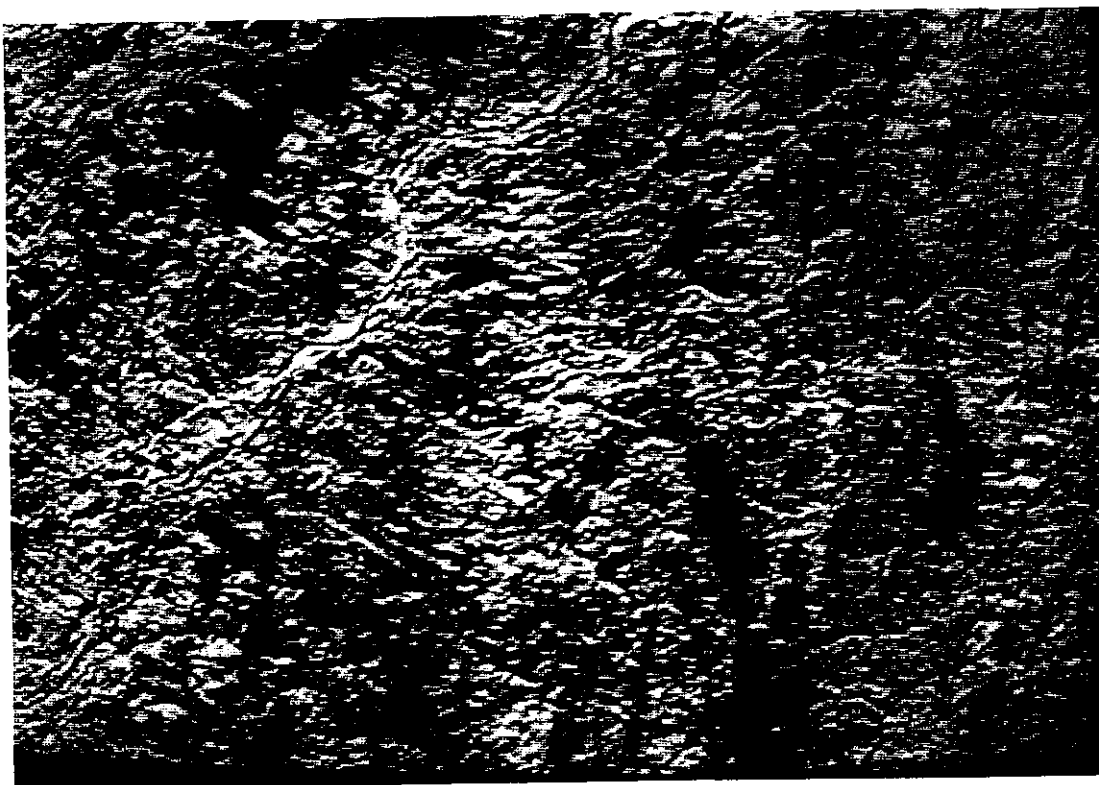


Fig 1- Imagem da área do Médio Rio Jaguaribe (CE) resultante da filtragem direcional 3x3 (tipo Prewitt) aplicada à 1ª Componente Principal das bandas 4/5/7 do LANDSAT5-TM, nas direções NS e EW.

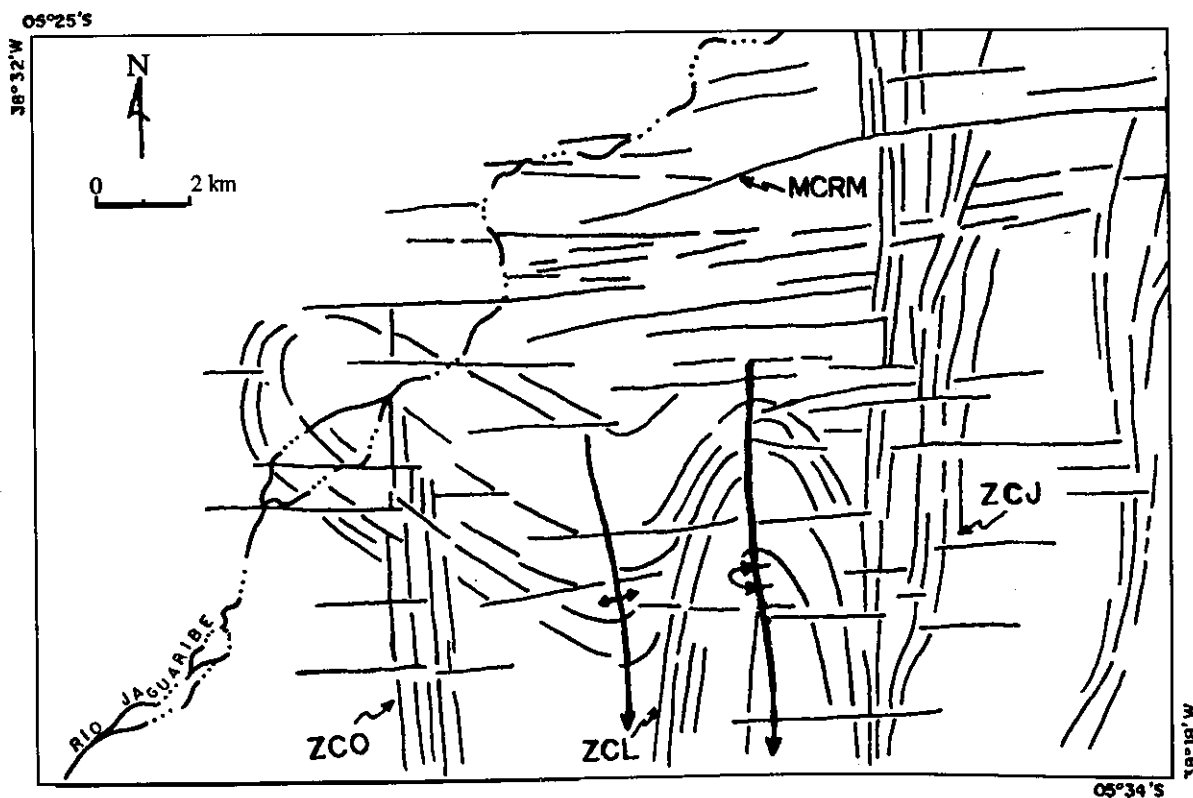


Fig. 2- Arcabouço geral das fotolineações que definem as zonas de cisalhamento, macrodobramentos e estruturas frágeis superimpostas, obtido a partir da Fig. 1: Zona de Cisalhamento do Leste (ZCL), Zona de Cisalhamento do Oeste (ZCO), Zona de Cisalhamento Jaguaribe (ZCJ), Magmatismo Rio Ceará-Mirim (MRCM)>

# FOTOGRAFIAS AÉREAS: DIGITALIZAÇÃO DE IMAGENS E ATRIBUTOS PARA UTILIZAÇÃO DE GEOPROCESSAMENTO EM EXPLORAÇÃO MINERAL

**ANA MARIA DIAS CHULA \***  
**CLÁUDIA RODRIGUES DA FRANCA \*\***  
**HELIUS DE ALMEIDA GUIMARÃES FILHO \***  
**JOÃO CARLOS CHRISTOPHE DA SILVA \*\***  
 \* FUNDAÇÃO GORCEIX  
 \*\* COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS - COMIG

## I - INTRODUÇÃO

Um dos itens mais importantes no acervo de dados utilizados tradicionalmente na Exploração Mineral é a fotografia aérea que, além de fornecer uma visão sinóptica de uma determinada região, viabiliza, através da fotointerpretação, a obtenção de diversos atributos espaciais nela contidos. Geralmente são extraídas informações sobre estradas, vias de acesso, vilas, redes de drenagem principal e secundária, contatos litológicos, fotolineamentos, etc..

Com o advento do Geoprocessamento na Exploração Mineral, envolvendo os módulos tecnológicos de CAD, PDI, SGBD e SGI, torna-se necessária a respectiva captura das informações contidas nas fotografias aéreas para o meio digital, de forma transparente e devidamente georeferenciadas.

O objetivo deste trabalho é o de apresentar uma técnica capaz de fazer a conversão dos diferentes atributos de uma fotografia aérea analógica em digital. Estes atributos georeferenciados e em formato compatível com o SGI adotado serão analisados segundo sua distribuição espacial e integrados com outros dados do acervo, como por exemplo geoquímicos, geofísicos, espectrais, DTM, etc.. Desta forma, é possível que essas informações sirvam como suporte na elaboração e aprimoramento de um modelo geológico e metalogenético empregado em uma determinada situação exploratória.

Uma vez que a fotografia aérea não possui escala homogênea, devido aos processos ópticos de aquisição, é fundamental, para sua utilização em bases do geoprocessamento, a correção, através de retificação ou registro, para validar sua interpretação como um mapa (escala homogênea e posições espaciais definidas).

Assim, após a fotointerpretação analógica, a fotografia e seus *overlays* passam por um processo de conversão para formato digital, por intermédio de escanerização e digitalização em mesa, respectivamente, e conseqüente retificação, dentro de uma metodologia que passamos a descrever.

## II - METODOLOGIA

Todos os passos seguidos para obtenção dos resultados estão esquematizados conforme a figura 1. As letras apresentadas na figura se referem a cada etapa do processo e estarão indicadas ao logo do texto.

### II.1 - Materiais Empregados

- A fotografia escolhida para exemplificar a técnica descrita foi a de número 329, do voo INCRA / LASA de 1985, no município de Montezuma, adquirida em preto e branco e escala aproximada 1:40.000.

- A única base cartográfica disponível para esta região é aquela do IBGE, Folha Monte Azul, SD-23-Z-D-II, na escala 1:100.000, de 1976.

- Os equipamentos utilizados foram um microcomputador Gateway 2000 486/33 MHz com vídeo policromático SuperVga, uma Workstation Sun Sparcstation IPX com vídeos policromáticos 1024x900x8 bits, uma scanner HPScanJet IIc, com resolução de 300 dpi e uma mesa digitalizadora Calcomp DrawingBoard II.

- Em termos de *software*, foram utilizados os programas AutoCAD R. 12 em ambiente D.O.S, para digitalização em mesa, Desckscan para escanerização e ER Mapper em ambiente SunOS, na retificação da imagem.

### II.2 - Escanerização

A referida fotografia (a) foi escanerizada com os seguintes parâmetros (b): foto de 256 tons de cinza, com resolução de 300 DPI, contraste de 147 e brilho de 130 (conforme valores fornecidos pelo aplicativo). A imagem resultante (c) possui 2720 linhas, 2550 colunas, totalizando 6,61 Mbytes. O arquivo foi gravado em formato PCX, julgado o mais conveniente para importação pelo programa ER Mapper.

### II.3 - Retificação

A retificação desta imagem foi realizada segundo os procedimentos preconizados por Guimarães Filho & Crósta (1993). Desta forma, foram selecionados 20 pontos notáveis de controle, tanto na imagem digital,

dentro do programa ER Mapper (d), como na base cartográfica disponível (e).

As coordenadas de cada ponto foram obtidas na carta topográfica, através da mesa digitalizadora (f), inserindo-se cada ponto como bloco, gerando um arquivo TXT contendo as listagens de suas respectivas coordenadas (g).

Após o fornecimento das coordenadas anteriores definidas no AutoCAD, a retificação foi executada no módulo *Warp dataset* do ER Mapper (h).

Apesar de, em casos de escala heterogênea, ser mais adequado a utilização de polinômios afins (Autodesk, 1992) ou quadráticos, por problemas operacionais, optou-se pelos seguintes parâmetros para a correção: a reamostragem por interpolação bilinear, polinômio de regressão com grau linear; tamanho do pixel igual a 3 metros.

A imagem corrigida (i) passou a ter 2876 linhas e 2729 colunas, totalizando 7,49 Mbytes, sendo que foi observado, em relação à imagem original em papel fotográfico, uma redução de cerca de 7,4%.

#### II.4 - Digitalização dos Atributos pela Mesa

É importante salientar que a fotointerpretação (j) contendo todos os atributos necessários ao cumprimento dos objetivos do trabalho exploratório deve ser realizada após a correção da imagem, para que esta contenha os mesmos pontos notáveis utilizados.

Após a fotointerpretação, os *overlays* contendo os atributos (l) foram colocados na mesa digitalizadora (m) e, através do programa de CAD, esta foi calibrada com aqueles 20 pontos de controle. O modo utilizado para orientação ou calibração dos *overlays* na mesa foi o Afim, que consiste em uma transformação linear arbitrária em duas dimensões, consistindo em uma translação, rotação e *skewing*.

A partir deste estágio, passou-se a digitalizar as linhas e polígonos referentes aos atributos, tais como a rede de drenagem, as vias de acesso, os contatos litológicos e os fotolineamentos.

Desta forma, as polilinhas assim obtidas (n), armazenadas em seus respectivos níveis, foram automaticamente corrigidas e georeferenciadas. O erro RMS (*Root-Mean-Square*) produzido neste processo foi de 87 metros, equivalente a aproximadamente 2 mm na escala 1:40.000.

#### II.5 - Sobreposição dos Produtos

Para realizar a sobreposição do *overlay* e da imagem georeferenciadas, transformou-se o arquivo DWG do *overlay* para DXF e separando-se por níveis de informações importou-se para o ER Mapper. Desta forma, foi analisado visualmente o produto da sobreposição desses dados (o).

### III - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A técnica empregada revelou ser eficaz para conversão dos diferentes atributos de uma fotografia aérea analógica para digital, de forma georeferenciada.

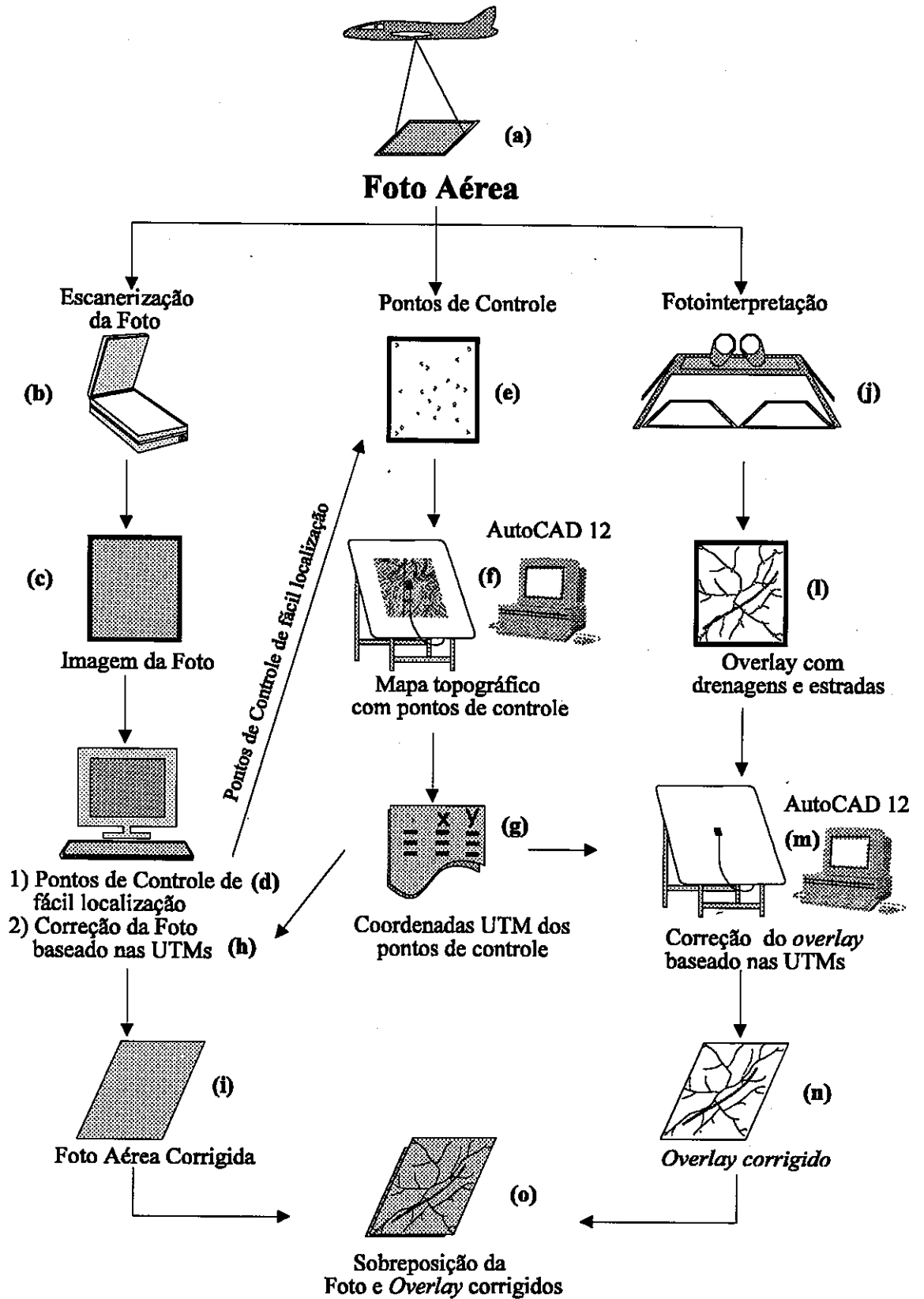
É importante ressaltar que uma base cartográfica em escala maior que a fotografia aérea ou a coleta dos pontos de correção através de GPS ou topografia convencional, pode gerar produtos georeferenciados mais precisos, apesar do resultado obtido nesse trabalho ter sido satisfatório.

Para trabalhos onde não são utilizadas imagens, a técnica descrita para o processamento dos atributos fotointerpretados pode ser utilizada para georeferenciar essas informações.

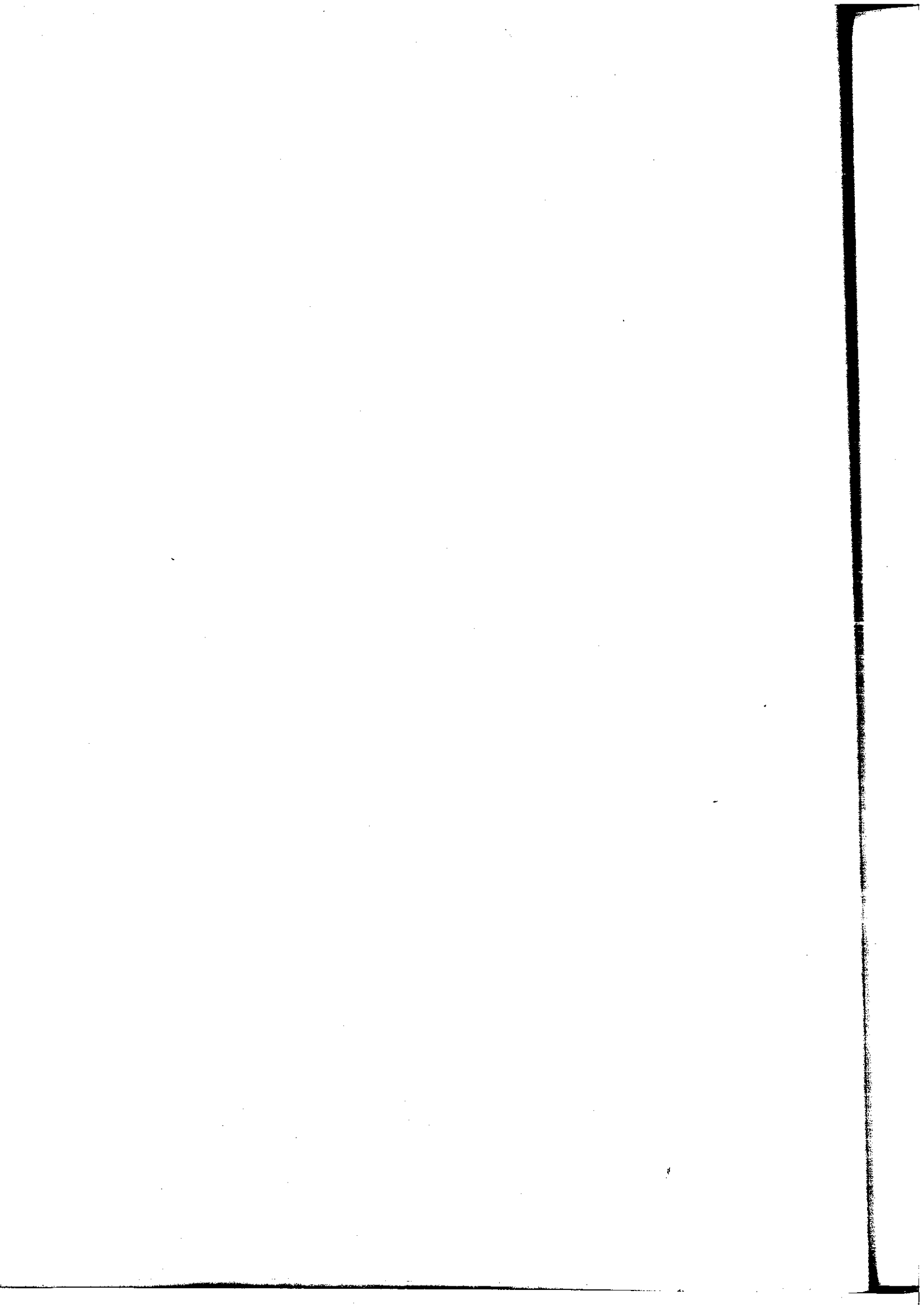
O resultado da sobreposição da imagem escaneada e do *overlay* digitalizado pela mesa mostrou ser útil em exploração mineral, por facilitar a combinação de diferentes tipos de informações. Desta forma, foi possível sobrepor as drenagens, vias de acesso, contatos geológicos e outras informações com a imagem da fotografia aérea. Além dessas facilidades, o fato dessas informações estarem georeferenciadas, possibilita a integração de novos dados, como imagens de satélite, descrições de pontos geológicos, dados petrográficos, geofísicos, geoquímicos e uma infinidade de outras informações que podem estar contidas nos SGBDs, PDIs, CADs e SGIs.

### IV - BIBLIOGRAFIA

- Autodesk. 1992. *AutoCAD Reference Manual Release 12*, Autodesk Inc., Sausalito - USA, 692p.
- Christophe da Silva, J.C.; Franca, C.R.; Sol, A.A.S.; Carvalho, C.T. 1992. Geoxplo: Implantação de um SGI para Exploração Mineral. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, Anais ... São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, v. 2, p 217.
- Earth Resource Mapping. 1992. *ER Mapper 3.2c Tutorial - ER Mapper 3.2c Applications*, Western Australia.
- Guimarães Filho, H.A. & Crósta, A.P. 1993. Digitalização de Mapas, In: *SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 7. Curitiba, Anais ... Curitiba, v 2, p.351-358.
- Hewlett Packard. 1992. *Using the HP Scanjet IIc Scanner with Microsoft Windows*, Corvallis, Oregon - USA, Edition 2.



**Figura 1: Passos Operacionais para Digitalização de Imagens e Atributos de Fotografias Aéreas**



**IV SIMPÓSIO NACIONAL DE  
ESTUDOS TECTÔNICOS**

---

## NEW METHODS OF MEASUREMENT, REPRESENTATION AND INTERPRETATION OF TEXTURES

**H. SIEMES & H. SCHAELEN**

INSTITUT FÜR MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENLEHRE, RWTH, D-52056 AACHEN,  
GERMANY

Crystallographic preferred orientation (texture) of deformed materials as rocks, ores, ceramics and metals reflects the processes which the crystals have undergone. Measurement of intensity data and representation as pole density figures (pdf), calculation of an orientation density function (odf) and representation of the odf-data are essential prerequisites of an instructive interpretation.

### MEASUREMENT OF POLE DENSITIES:

Intensity data of crystallographic preferred orientation are usually sampled by means of X-ray or neutron texture goniometers on data sites which are most commonly distributed on a 5.0 . 5.0 degree grid with respect to polar coordinates. But other grids are also used. In all these grids the Euclidian distance of adjacent data sites depends on their position on the hemisphere; close to the pole it is smaller, and it is larger on the peripheral rings. That means that the resolution of data on the inner rings is larger than on the peripheral rings. Economical considerations require more regular i.e. equidistant distributions of data sites (e.g. Matthies & Wenk, 1992).

Characteristics of modern X-ray diffraction techniques:

computer operated diffractometers, variable grid schemes; position sensitive detectors, separation of peaks; correction of defocussing, variation of irradiated volume and absorption; incomplete pole figures of flat sample, low penetration depth, surface textures.

Characteristics of neutron diffraction techniques:

computer operated diffractometers, variable grid schemes; position sensitive detectors, separation of peaks; no correction for defocussing and variation of irradiated volume, no or very small correction for absorption; complete pole figures of voluminous samples, high penetration depth, global textures of single and multi-phase materials.

The advantages of neutron diffraction are discussed in detail by Bunge (1989).

### CALCULATION OF THE ORIENTATION DENSITY FUNCTION:

The inversion of pole figures (pdf) to an orientation density function (odf) can be solved by different methods, which are based on harmonic series expansions (Bunge, 1982) or based on discretization methods (Schaeelen, 1988, 1993).

The final result of the calculations are orientation densities depending on three Euler angles  $\alpha$  (rotation about the crystal z-axis),  $\beta$  (rotation about the crystal y-axis) and  $\tau$  (rotation about the crystal z-axis). The calculated coefficients of the underlying function are used for example to calculate directional properties of materials.

Some characteristics of odf analysis by harmonic functions:

Application of spherical harmonics, no immediate interpretation of corresponding coefficients; non-negativity constraint as a corrective device only; global smoothing by least squares fit.

Some characteristics of odf analysis by the discrete method with maximum entropy optimisation:

Application of most simple finite elements ("indicators"), immediate interpretation of corresponding coefficients as mean densities; large, sparse rank-deficient system of linear equations; necessity of explicit choice of additional modeling assumptions involving non-negativity, objective function,



experimental errors; option for confidence intervals and variation width; conservative approximate.

Comparison and discussion of the advantages and disadvantages of the different pole density inversion methods are given in detail by Bunge 1987, Mathies et al. 1988, Schaeben, 1994).

#### REPRESENTATION OF POLE DENSITY DATA AND ORIENTATION DENSITY DATA:

After normalisation of the measured data and, if necessary, rotation of the data in any orientation contourlines are interpolated between the pole density data and plotted as pole figure in an equal area or equal angle projection. For special purposes the data are plotted in pole density profiles or as inverse pole figures.

Traditionally ODF data are plotted in rectangular sections through a space (Bunge, 1982) with the Euler angle  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\tau$  as axes. Sigma sections (Mathies et al., 1990) provide an easier visualization of preferred orientations. The series of sigma sections can be interpreted as a spread (001) - pole figure. Each section contains the density distribution for all crystal orientations with a constant  $2\sigma = (\alpha + \tau)$  in dependence on azimuth  $\alpha$  and pole distance  $\beta$ , where  $\alpha$ ,  $\beta$  and  $\tau$  again are the Euler angles of and orientation. Finally, the average distribution of all sigma-sections is identical to the (001) - pole figure.

#### INTERPRETATION OF ODFs:

In order to understand a texture in relation to its forming process it is often useful to decompose the orientation distribution in its components. The components could be ideal orientations or orientation tubes characterised by their volume fraction and extension in space. The first kind of orientations is associated with peak-type pole figures and the latter one with axially-symmetric (fiber) pole figures. Texture components can also be derived directly from pole figures by means of a method introduced by Helming and Eschner (1990).

#### REFERENCES:

- Bunge, H.J. (1982) *Texture Analysis in Materials Science*. Butterworths Pub., London, pp 595.
- Bunge, H.J. (1987) Three-dimensional texture analysis. *International Materials Reviews* 32, 265-291.
- Bunge, H.J. (1989) Advantages of neutron diffraction in texture analysis. *Textures and Microstructures* 10, 265-307
- Helming, K., Eschner, T. (1990) A new approach to texture analysis of multiphase materials using a texture component model. *Cryst. Res. Technol.* 25, K203-208.
- Mathies, S., Helming, K., and Kunze, K. (1990) On the Representation of orientation distributions in texture analysis by  $\sigma$  sections, I. General properties of  $\sigma$  sections: *phys. stat. sol. (b)* 157, 71-83, II. Consideration of crystal and sample symmetry, examples. *phys. stat. sol. (b)* 157, 489-507.
- Mathies, S., Wenk, H.R. (1992) Optimization of texture measurements by pole figure coverage with hexagonal grids. *phys. stat. sol. (a)* 133, 243-257.
- Mathies, S., Wenk, H.R. Vinel, G. W. (1988) Some basic concepts of texture analysis and comparison of three methods to calculate orientation distributions from pole figures. *J. Appl. Cryst.* 21, 285-304.
- Schaeben, H. (1988) Entropie optimization in texture goniometry, I: Methodology. *phys. stat. sol. (b)* 148, 63-72
- Schaeben, H. (1993) Diskrete mathematische Methoden zur Berechnung und Interpretation von Kristallographischen Orientierungsdichten. Habilitationsschrift, Fakultät für Bergbau, Hüttenwesen und Geowissenschaften, RWTH Aachen, to be published.
- Schaeben, H. (1994) On the interpretation of odfs calculated from normal diffraction pdfs. In: *Textures of Geological Materials* (H. J. Bunge, S. Siegesmund, W. Skrotzki, K. Weber, eds.) Deutsche Gesellschaft für Materialkund, to be printed.

# RHEOLOGY, DEFORMATION MECHANISMS AND MICROSTRUCTURES - AN ILLUSTRATION BY REFERENCE TO THE MECHANICAL BEHAVIOUR OF CALCITE ROCKS

**E.H.RUTTER**

Rock Deformation Laboratory, Department of Geology, University of Manchester, M13 9PL, U.K.

## INTRODUCTION

The mechanical behaviour of rocks is strikingly varied, according principally to variations in mineralogy and the variation of pressure and temperature with depth. To a large extent the variation of mechanical properties with depth in the Earth follows a similar pattern for the majority of rock types, after making allowance for differences in the number of mineral phases present, the crystallography and bonding of each phase and the effective melting temperature (Rutter 1993). Compared to most rock types, a great deal is known of the mechanical behaviour of monomineralic calcite rocks. Under pressure it remains stable up to the melting temperature, and its ionic nature leads it to be relatively plastic under experimentally easily accessible physical conditions. With particular reference to the results of high pressure/temperature experimental studies we will take an overview of the rheological behaviour of calcite rocks expected with increasing depth in the Earth's crust.

## VARIATIONS IN DEFORMATION MECHANISM AND MODE OF FAILURE WITH DEPTH

Pressure at a point at depth in the Earth, due to the weight of the overlying column of rock, increases at a rate proportional to the mean density of the rock column. The rate of increase is relatively constant, owing to the restricted range of densities of common rock types, and is about 35 MPa/km. The geothermal gradient is much more varied, but in orogenic regions may commonly lie between 20 and 30°C/km. The state of stress at a point in a rock mass is best described in terms of a *mean stress* together with compressive or tensile *deviations* in the values of the principal stresses in three orthogonal directions. In the testing of rocks in compression it is usual to apply initially an isotropic (confining) pressure, and then to increase the stress in a unique direction by an amount called the *differential stress*. Differential stress is proportional to a principal deviatoric stress, and its value at failure or at some arbitrary level of strain can be used as a measure of rock strength.

- *Brittle Deformation*

At low temperatures and pressures calcite rocks are brittle. The ultimate strength is the differential stress at which a shear fault begins to form. A shear fault is a complex planar zone of rock granulation by microfracturing, and represents the ultimate *localization* of initially homogeneously distributed microfracturing during the loading of the rock prior to the attainment of the ultimate strength. If the rock porosity is low (e.g. 5% or less) microfracturing is accompanied by volume dilatation. At higher porosities, the tendency towards microfracture dilatation may be counteracted by pore collapse. Generally, net dilatation results in a tendency for microfracturing to localize into a fault; net compaction results in a tendency for microfracturing to spread through the volume of the rock, suppressing localization to the extent that substantial (>10%) distributed strain might be accumulated.

In both of the above cases, the deformation *mechanism* is described as *cataclastic*. The *mode* of deformation is described as *cataclastic faulting* or *cataclastic flow* respectively. A period of cataclastic flow is usually terminated by cataclastic faulting because there is only a limited capacity for pore collapse, beyond which dilatation will occur, leading to fault localization.

Cataclastic deformation at the grain scale (fracture formation and sliding across fractures) always involves a local volume increase. Because volume increase involves work against the confining pressure, the resistance to cataclastic deformation increases with confining pressure. This is true whether the deformation is localized or not, although the rate of increase of strength with pressure is usually less for flow than faulting.

Once a fault has become localized, continued straining causes either stable or jerky (stick-slip) sliding

along the fault surface. The zone of cataclasite formed by mechanical granulation in the fault zone tends to increase in width with slip, as initial irregularities of progressively longer wavelength are gradually worn down. The resistance to this frictional sliding along fault surfaces also increases with confining pressure, at a rate usually slightly greater than that for the formation of the fault (ultimate strength).

Many of the above features are illustrated in fig.1, which shows the results of mechanical experiments on a limestone in which temperature and confining pressure have been increased in step together to simulate a natural thermobaric gradient. To the left of the maximum in the curve, rock strength increases with depth, as expected for cataclastic deformation. The resistance to frictional sliding on faults increases more rapidly than ultimate strength, thus the intersection of these two curves corresponds to the transition from localized failure to distributed failure, the cataclastic faulting to cataclastic flow transition.

In calcite rocks, the regime of cataclastic faulting not only involves fracturing, but also deformation twinning, a mechanism of *intracrystalline plastic* deformation which can be important even at room temperature. Deformation twinning adds to the strain produced during the cataclastic flow, and helps to stabilize microcracking, so that the flow can remain stable even if there is net dilatancy (fig.1).

The experimental data gathered in fig.1 were all obtained at a relatively fast strain-rate, about  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ , seven or eight orders of magnitude faster than typical orogenic strain-rates. In order to compensate the strength data for the softening effect of reducing strain-rate, experimental data must be obtained over a wide range of strain-rates and fitted to laws which provide a basis for extrapolation to low strain-rates. It is commonly held that cataclastic deformation is relatively insensitive to large variations in rate, so that strength measured at laboratory rates is assumed to apply equally to geological rates. For higher temperature deformation dominated by intracrystalline plasticity this assumption no longer holds.

For cataclastic deformation, an elevated fluid (commonly water) pressure in the rock pores acts to counteract the effects of confining pressure, reducing the *effective* pressure, favouring brittleness, fault localization and weakness. This effect is also illustrated on fig.1. For calcite rocks the effects of elevated water pressure become less important at higher temperatures, but this is not necessarily true for many silicate rock types.

#### • *Plastic Deformation*

With increasing temperature, strength passes through a maximum and begins to fall (fig.1). This maximum corresponds to a change in deformation *mechanism* from cataclastic flow to deformation by intracrystalline plasticity, in which crystals change shape more or less in correspondence with the bulk sample strain and without volume change. Calcite rocks possessing a small initial porosity change from dilatant deformation at low pressures to flow accompanied by a collapse of any pre-existing porosity. Whereas cataclastic deformation is rate and temperature insensitive, so that an increasing strength with pressure dominates the overall mechanical response, the reverse is true for intracrystalline plastic deformation. Here, the constant volume deformation is pressure insensitive, so that the higher temperature and rate sensitivity of the flow results in a fall of strength with increasing depth.

The pattern of strength change with further increasing temperature (or decreasing rate of deformation) depends on grain-size. If grain-size is small (10  $\mu\text{m}$  or less in experiments) strength begins to decrease more rapidly than for coarser grained calcite rocks. This is illustrated in figs.1 & 2. The coarser grained marble in fig.1 is intrinsically weaker for plastic flow at lower temperatures, but at higher temperatures the finer grained rock decreases in strength more rapidly with temperature. Thus there is a transition in the plastic flow regime from relatively grain-size insensitive flow at low temperatures to grain-size sensitive flow at higher temperatures. The grain-size at which this transition takes place is larger at lower strain-rates.

In the regime of grain-size insensitive intracrystalline plastic flow, experimental data are moderately well described by constitutive flow laws of the form:

$$\log \dot{\epsilon} = \log A + B\sigma - H/RT \quad (\text{exponential creep})$$

at high stress levels, and

$$\log \dot{\epsilon} = \log A + n \log \sigma - H/RT \quad (\text{power-law creep})$$

at low stress levels.

In these,  $\dot{\epsilon}$  is strain-rate at flow stress  $\sigma$  and absolute temperature  $T$ .  $R$  is the gas constant.  $A$ ,  $B$ ,  $n$  and  $H$  are empirically determined material properties that take values appropriate to the flow law being followed. The value of  $n$  is about 7 at low temperatures, falling to about 4 at higher temperatures (Heard & Raleigh 1972; Schmid et al. 1980).  $H$ , which describes the temperature sensitivity of the deformation rate, is called the activation enthalpy for the flow. The empirical parameters of these equations,

determined from least-squares multiple regression fits to experimental data, provide a basis for the extrapolation of experimental data to geological time, temperature and stress conditions. Different calcite rock types have different parameter values, but that which shows greatest variation between rock types is  $H$ . It is thought that  $H$  is particularly sensitive to small variations in the concentration and chemistry of impurity ions in the calcite structure, and study of this effect is regarded as a major target of future research.

We have studied the flow of synthetic calcite rocks of controlled grain-sizes, prepared by hot isostatic pressing of pulverized Iceland spar (Walker et al. 1990). Grain-size,  $d$ , appears in the constitutive flow law via a further term:

$$\log \dot{\epsilon} \propto -m \log d$$

Two regimes of grain-size sensitive flow have been found, for which  $m$  takes the values 1.3 and 1.9 respectively, and the corresponding  $n$  values are 3.3 and 1.7.

The relationships between grain-size sensitive and (relatively) grain-size insensitive flow under experimental strain-rate ( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) conditions are shown on fig.2, and the results of extrapolation of these relationships to a geological strain-rate of  $3 \times 10^{-14}\text{s}^{-1}$  are shown in fig.3. These figures clearly indicate that grain-size sensitive flow is likely to be the dominant flow mechanism in calcite rocks over a wide range of grain-sizes at low stresses under geological conditions. Cataclastic deformation is only important under near surface conditions. As stress or temperature is increased, there is a transition to grain-size insensitive plastic flow. Fig.3 shows how, in this regime, the extrapolated behaviour is very sensitive to the value of activation enthalpy.

## VARIATIONS IN MICROSTRUCTURE WITH DEFORMATION MECHANISM

Under near surface conditions, the microstructures characteristic of cataclastic deformation depend on initial porosity, nature of cementation and grain-size. If porosity is sufficient to cause stress concentrations between grains, or if cementation is so weak that a small amount of elastic separation of or sliding between grains is permitted, fracturing occurs on the grain-scale. Typically, transgranular impingement fractures develop oriented in the direction of the maximum principal stress (axial cracks), leading to dilatancy. Each crack contributes to the permanent strain of the aggregate. When some critical arrangement or density of the cracks is reached, they begin to interact and join to form a shear-oriented fault plane containing fragmented material. This kind of failure is typical of experimentally deformed samples.

In many naturally deformed limestones, particularly if they are fine-grained and/or strongly cemented, a lower density of longer, variably oriented cracks commonly develops in the initial stages of cataclasis, enclosing polygranular, centimetric-sized fragments of intact, undamaged rock. The fragments individually may be initially larger than test pieces used in rock mechanics experiments. In nature the cracks are usually seen filled with calcite cement. Such cataclastic deformation is seen developed, for example, on a regional scale in the Mesozoic limestone sequence of the Umbria-Marches Apennines of central Italy. It seems likely that this kind of deformation develops under stress conditions too low to activate fracturing on the grain-scale, and may depend upon the existence of geometrical heterogeneities on a length scale larger than typical experimental specimens. Probably for this reason this kind of microstructural evolution (and the associated mechanical properties) is not known from experimental studies, and remains an outstanding problem for future research.

Intracrystalline plastic deformation is characterized by the flattening of grain shapes to produce a rock cleavage discernable in hand specimen. Deformation at sufficiently high stress levels generally produces deformation twinning, and the incidence of twinning can be used as the basis of methods for the determination of palaeostress orientations and magnitudes (e.g. Rowe & Rutter 1990). In contrast to other deformation mechanisms, intracrystalline plastic flow generally produces a marked crystallographic preferred orientation.

At temperatures up to about  $600^\circ\text{C}$ , within plastically deformed grains there is usually some heterogeneity of plastic strain. This is discernable as an irregular optical extinction of the grains. At temperatures of  $600^\circ\text{C}$ . at laboratory strain-rates a characteristic microstructural feature is the formation of *subgrains*, small, approximately equidimensional areas of crystallographic misorientation of up to about  $12^\circ\text{C}$  within grains, and a few microns in diameter. Subgrains act as nuclei for the formation of new, strain-free, *dynamically recrystallized* grains through a mechanism of progressive misorientation with strain. With further straining, rotation-recrystallized grain boundaries become mobile and the recrystallized grains grow to form a network of larger recrystallized grains which eventually overprint the entire microstructure (fig.4). This is dynamic recrystallization by the grain-boundary migration

mechanism. Up to about 900°C at laboratory strain-rates, recrystallized grain-sizes are smaller than 100  $\mu\text{m}$ , so that for most marbles dynamic recrystallization leads to a reduction of grain-size. In nature, this critical temperature is about 400°C, so that for high-grade marbles recrystallized grain-size can be larger than the initial grain-size. Recrystallized grain-size is uniquely related to the magnitude of the flow stress, and is independent of temperature and time. Fig.2 shows experimentally determined relationships between stress and both rotation and migration recrystallized grain-sizes.

In principle, reduction of grain-size as a result of dynamic recrystallization can cause a shift of deformation mechanism towards grain-size sensitive flow, with attendant weakening (fig.2). It is commonly observed that carbonate mylonites, formed in shear zones where there has been intense localization of plastic deformation, are characterized by grain-size reduction by dynamic recrystallization. The stability of such zones over large shear displacements suggests strongly that the rock product of dynamic grain-size reduction is weaker than the protolith.

Fig.5 shows a thin section of an ultrafine-grained calcite rock experimentally deformed by stretching to over 1000%. The embedded large grain reveals the bulk strain because it has deformed plastically, whilst the finer matrix grains remain almost equidimensional. The matrix grains were deformed in the grain-size sensitive flow regime and it has been shown that the dominant deformation mechanism involves sliding of grains with respect to one-another, with the tendency for intragranular voids to be formed counteracted by a combination of diffusive transfer and intracrystalline slip (Schmid et al. 1977, Walker et al. 1990). Such a mechanism has the capacity to leave the microstructure effectively constant for large changes of strain, and is frequently termed *superplastic flow*.

Finally, it is commonly found that under conditions expected to correspond to the peak stress on the curve of strength vs. depth, naturally deformed calcite rocks show evidence of deformation by a water assisted diffusive mass transfer process (pressure solution). Characteristic microstructures include the truncation of fossil or other fragments of known original shape (e.g. Ramsay 1967). This is a process which is intrinsically slow and occurs under stress levels too low to activate intracrystalline plasticity or cataclastic deformation. Because its rate is very insensitive to temperature it has proved impossible to accelerate it by elevated temperature before other processes supervene, hence no satisfactory experimental studies of the process in calcite rocks have ever been carried out.

## REFERENCES

- Covey Crump, S.J. & E.H.Rutter. Thermally induced grain growth of calcite marbles on Naxos Island, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 69-86, 1989.
- Heard, H.C. & Raleigh, C.B. 1972. Steady-state flow in marble at 500 to 800°C. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 935-956.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rock*. McGraw Hill, New York, 568pp.
- Rowe, K.J. & E.H.Rutter. Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *J. Struct. Geol.*, 12, 1-17, 1990.
- Rutter, E.H., Mechanics of natural rock deformation. In: J. Hudson (editor) "Comprehensive Rock Engineering", volume I, Pergamon Press, Oxford, 63-92 1993.
- Schmid, S.M., Boland, J.N. & Paterson, M.S. 1977. Superplastic flow in fine-grained limestone. *Tectonophysics*, 43, 257-291.
- Schmid, S.M., Paterson, M.S. & Boland, J. 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara Marble. *Tectonophysics*, 65, 245-280.
- Walker, A.N., E.H. Rutter, & K.H. Brodie. Experimental study of grain-size sensitive flow of synthetic, hot-pressed calcite rocks. In: R. Knipe & E. Rutter (editors), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Geological Society Special Publication, 54, 259-284, 1990.

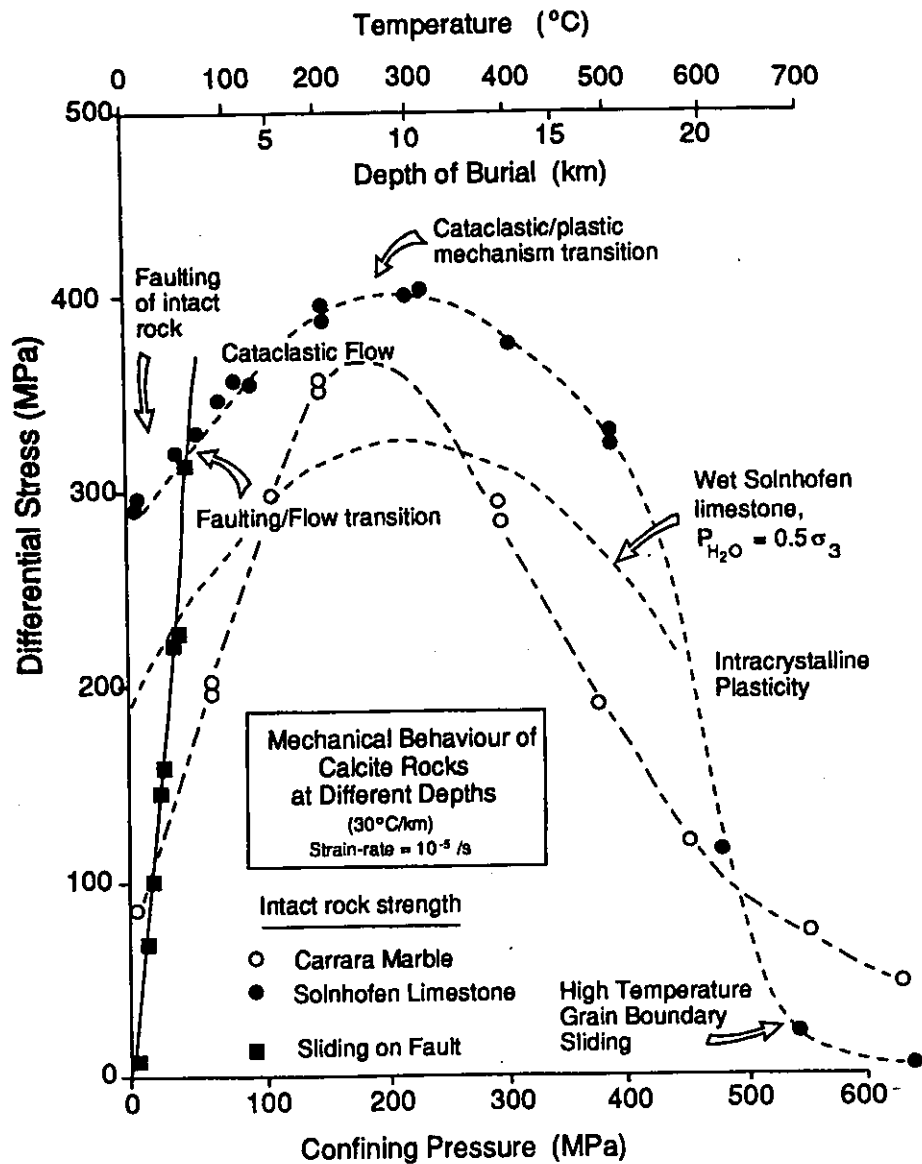


Figure 1.- Strength of rocks with depth in the Earth (increasing pressure and temperature) illustrated with the author's experimental data at constant strain-rate for Solnhofen limestone (grain-size  $5\mu\text{m}$ ) and Carrara marble (grain-size  $130\mu\text{m}$ ). Ultimate strength, or stress supported at 10% strain is shown. The curve for wet Solnhofen limestone (pore water pressure =  $0.5 \times$  confining pressure) is shown without data points. The downward displacement of the curve relative to the dry curve illustrates the weakening effect of pore pressure during cataclastic deformation. Initially, cataclastic deformation causes strengthening, until plastic flow becomes more competitive, and strength then decreases with depth. At the strength peak dilatant behaviour changes to constant volume or compactive behaviour. At the highest temperature the strength of the finer grained rock decreases more rapidly as grain-size sensitive superplastic flow becomes activated.

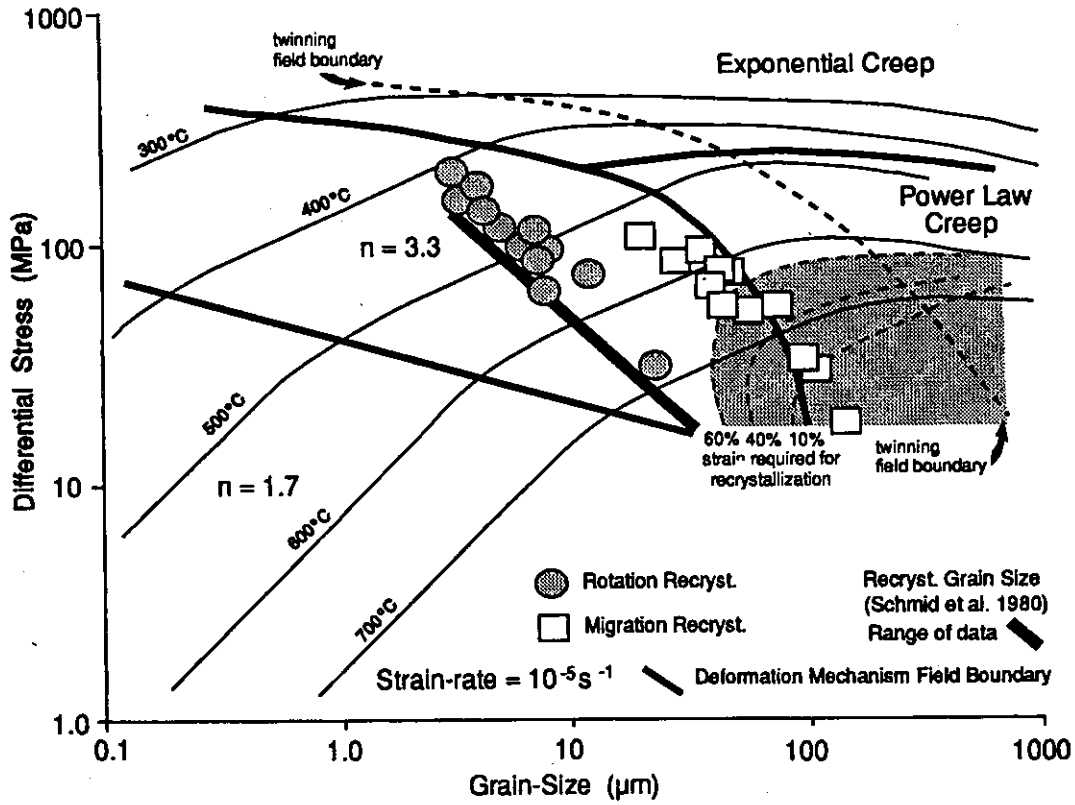


Figure 2 - Deformation mechanism map (based on data of Walker et al. 1990 and author's unpublished data) for pure calcite rock. Isotherms are plotted for a constant strain-rate of  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . The positions of the mechanism field boundaries are little affected by strain-rate variations over the experimental range. The power law creep regions cover the fields of both  $n=7.6$  and  $n=4$  intracrystalline plastic flow. Deformation twinning only occurs at stresses higher than the twinning field boundary line. The shaded area shows the range of conditions leading to microstructure modification (usually grain-size reduction) by dynamic recrystallization and the plastic strain necessary to initiate it. The data points presented show the stress/grain-size relationships found experimentally for rotation and migration dynamic recrystallization. The bold line shows this relationship for rotation recrystallization found by Schmid et al. (1980). At experimental strain-rates dynamic recrystallization by the migration mechanism does not reduce grain-size sufficiently to cause significant weakening in the grain-size sensitive flow ( $n=3.3$  and  $1.7$ ) fields, but this is not expected to be so at geological strain-rates.

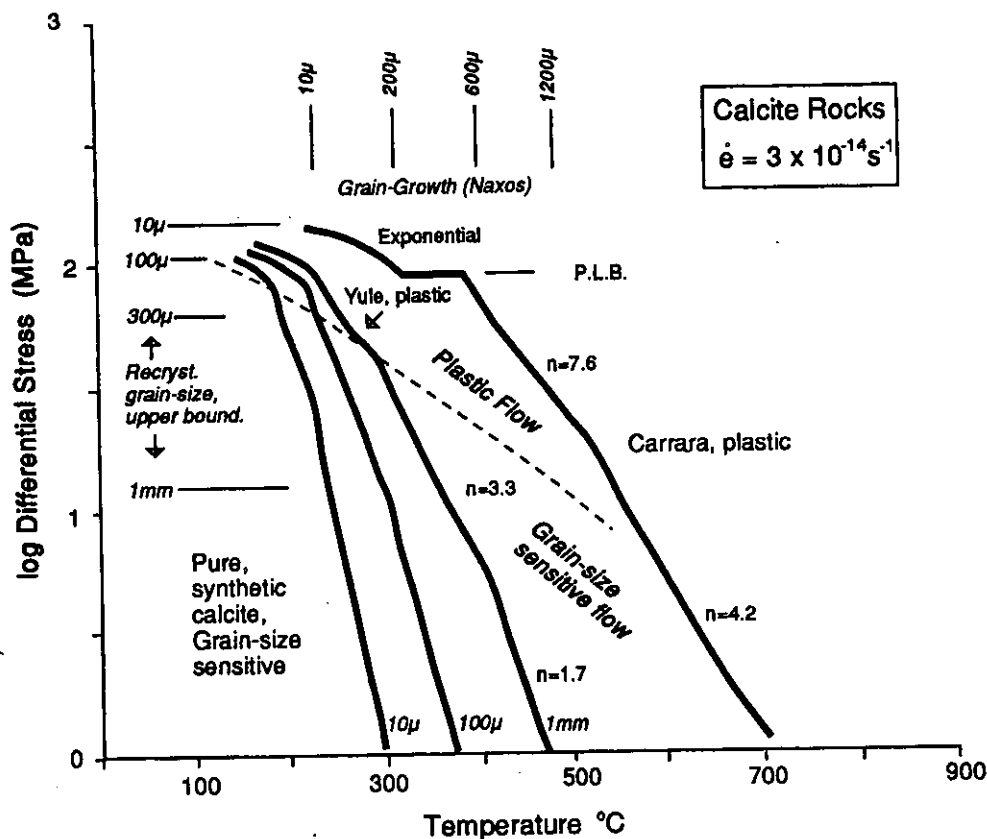


Figure 3 - Extrapolation of experimentally determined constitutive flow laws for calcite rocks to a geological strain-rate of  $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ . Plastic flow at high stresses gives way to grain-size sensitive flow (grain-boundary sliding with diffusional and plastic accommodation) at lower stresses. Over a wide range of stresses, temperatures and grain-sizes (indicated beside each curve) grain-size sensitive flow is dominant. Grain-sizes attained during natural marble grain growth on Naxos island, Greece (Covey-Crump & Rutter 1989) are indicated at the top of the figure. Because processes of grain-growth are fundamentally similar to those of grain-size sensitive flow it is to be expected that they should both occur over the same temperature range. To the left of the curves grain-sizes expected to be attained through dynamic recrystallization at various stress levels are also shown. Plastic flow curves for Yule marble (Heard & Raleigh 1972) and Carrara marble (Schmid et al. 1980) are shown. Their horizontal separation is due to their different activation enthalpies for flow. In the  $n=7.6$  field Carrara marble would be expected to recrystallize to finer grain-sizes, causing weakening through displacement into the grain-size sensitive flow field.



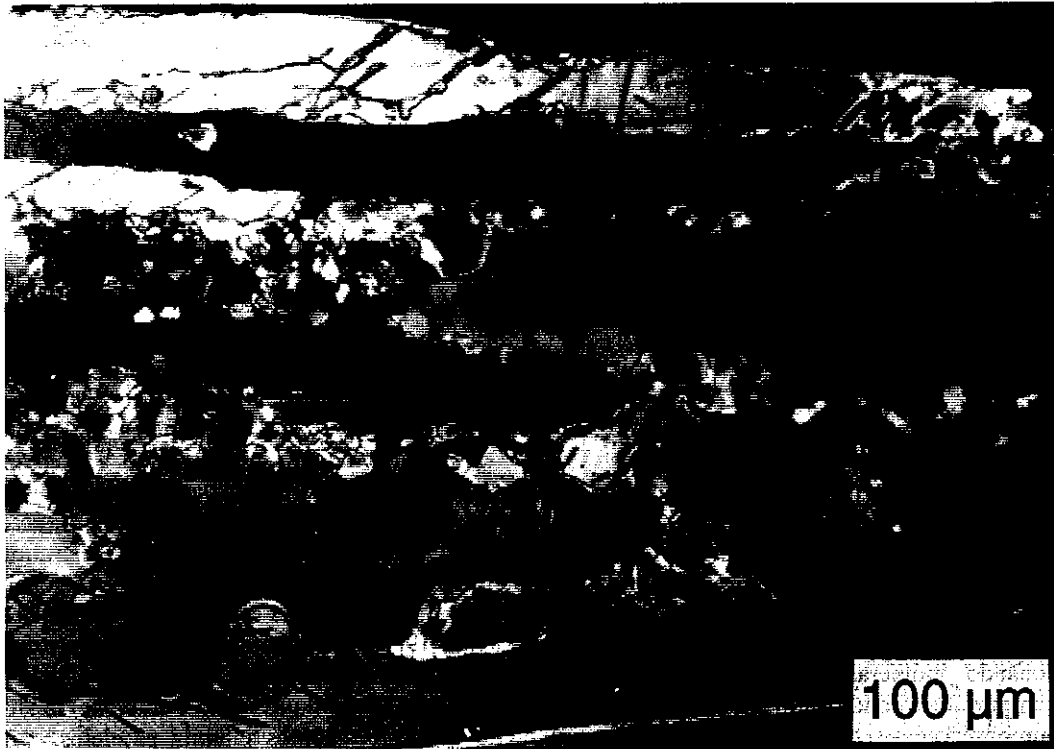


Figure 4.- Plastic flow of marble at 700°C (crossed polars). Initially equant grains, about 200  $\mu\text{m}$  across, are now highly elongated, and the internal strain energy has driven partial dynamic recrystallization. Within the host grains extinction is patchy, owing to subgrain formation. Rotation of subgrains has formed the small new grains about 10  $\mu\text{m}$  in size. These have acted as nuclei for the growth of larger new grains, about 50  $\mu\text{m}$  across, by grain-boundary migration. Some of these can be seen towards the bottom left of the photograph.

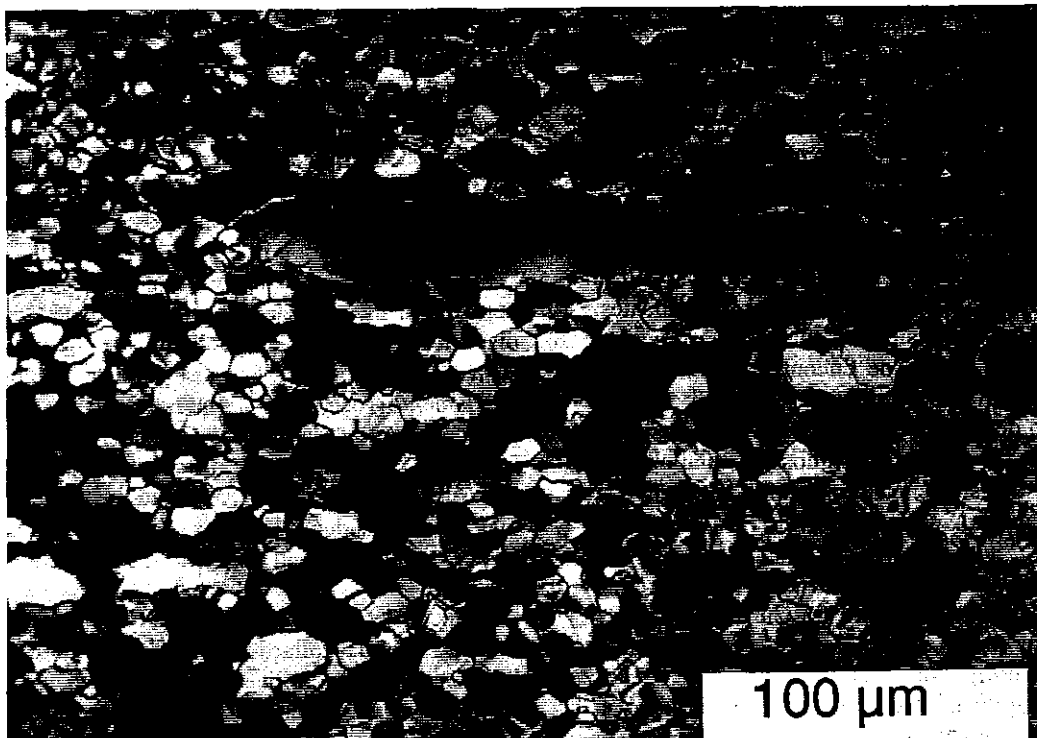


Figure 5.- Optical micrograph (crossed polars) of a synthetic calcite rock deformed in the grain-size sensitive flow regime at 700°C. The strain (extension parallel to the long edge of the photograph) is about 1000%, yet the fine matrix grains remained almost equidimensional. The bulk strain is revealed by the highly extended shape of the embedded larger grain, which has deformed by intracrystalline plastic flow.

## A ESTRUTURA ANTICLINAL RECUMBENTE DA SERRA DO CURRAL, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

F.R.M. PIRES, DEPTO. DE GEOLOGIA - IGEO, UFRJ

SÉRGIO C. GUEDES - MBR, MINA ÁGUAS CLARAS, MG

A. RAPHAEL CABRAL - DEPTO. DE GEOLOGIA, IGEO, UFRJ

### INTRODUÇÃO

O estudo da complexa estrutura da Serra do Curral e o seu encontro tectônico com a Serra da Moeda aparentemente tem várias facetas. A estrutura do Quadrilátero Ferrífero (QF) foi inicialmente delineada por Harder & Chamberlin (1915), onde a Serra do Curral em junção tripartite com a Serra da Moeda são mostradas. Tempos depois, através um perfil (Guimarães, 1951) foi sugerida estrutura falhada seccionando inúmeras sinclinais normais. Falhas de empurrão, conduzindo a estrutura imbricada foram observadas (Dorr, 1959) geradas por esforços de sudeste. O grande "sinclínório" a leste da Serra da Moeda e o grande anticlínório do vale do Rio das Velhas dobrado para noroeste também foram descritos. Através de mapeamento geológico detalhado (Pomerene, 1964) foi interpretada a existência de falha de empurrão no encontro das estruturas Moeda-Curral, que originou em mapa, complicada e sinuosa curva. Pomerene descreveu o prolongamento noroeste da sinclinal Moeda com a ressalva de que "the complementary range on the opposite side of the syncline is missing probably because rocks in that area have been intruded by granite and granitized". Em nenhum local foi mencionado que a Serra do Curral forma estrutura sinclinal. Na extremidade NE foi mapeada (Alves, 1960) sinclinal de fechamento da estrutura. Na parte ocidental, Serra dos Três Irmãos, (Simmons, 1966) foram mapeadas anticlinal e sinclinal recumbentes. Em seguida, através de simples análise interpretativa (Dorr, 1969) a estrutura de encontro Curral-Moeda foi considerada simples falha de empurrão com o traco retilíneo delineado exatamente no flanco sul da Serra do Curral. Ambos trabalhos postularam um cavalgamento das seqüências formadoras da Serra da Moeda sobre as da Serra do Curral. Posteriormente (Pires, 1979) após detalhado mapeamento, foi interpretada a estrutura da junção como uma grande anticlinal recumbente da Serra do Curral superposta tectonicamente pelos sinclinal Gaivotas, anticlinal Catarina, estrutura sinformal da Moeda e por complexos empurrões com superfícies cisalhadas localizados na Mutuca, em pelo menos dois eventos ou duas direções tectônicas. No mesmo ano, (Hackspacher, 1979) sobre Águas Claras foi interpretada estrutura sinformal revirada. Menção de estrutura anticlinal foi feita (Herz, 1978) durante o trabalho sobre metamorfismo. Gair (1962) evitou

formular interpretações estruturais sobre a Serra. A existência de belíssima dobra antiformal, em escala de montanha no pico dos Três Irmãos auxilia o estudo da estrutura. Macroestruturas, como a do conjunto Curral-Gaivotas-Catarina e a encontrada na vertente W da Mutuca apoiam a interpretação através da existência de grandes dobras em estrutura de interferência. A possibilidade da ocorrência de cisalhamento em grande escala sugerida por Drake & Morgan, 1980, igualmente e apoiada pela existência de inúmeros indicadores cinemáticos sinistrais na parte N da Serra do Curral. Pomerene mostrou o efeito de deslocamentos laterais paralelos a S0 na mesma região e com o mesmo sentido de movimento.

### ELEMENTOS ESTRUTURAIIS PLANARES

Bandamento original S0 - Estrutura caracterizada nas rochas pelíticas e clásticas por alternâncias de frações granulométricas e colorações, ou pela presença de estratificação cruzada e *graded bedding*. Nos itabiritos a alternância de lâminas ou bandas quartzosas e ferríferas fornece a estratificação original; porém a presença de hematita formando textura sub-micácea ou especular com orientação planar pode indicar a existência de S1 ou S2 planos. Nos itabiritos dolomíticos ou dolomitos consiste de alternância de níveis carbonáticos e ferríferos, e as vezes quartzosos.

Foliação S1 - Corresponde à principal estrutura penetrativa mesoscópica observada, sendo dada pela disposição planar de filossilicatos e hematita. Na região de flancos de dobra em geral coincide com o bandamento original, e na zona de charneira, principalmente na Serra das Gaivotas trunca em alto ângulo o bandamento. Nos itabiritos anfibolíticos a disposição planar de diminutos octaedros de magnetita considerada marcar o bandamento pode ser truncada por clivagem de fratura, interpretada como foliação.

Superfície S2 - Representada por superfícies de transposição da foliação, principalmente observada em zonas com filossilicatos ou hematita. Em outras situações forma superfícies de plano axial de dobras mesoscópicas, recurvando a foliação. Nesse caso pode conter venulações irregulares de quartzo.

Superfície S3 - Geralmente constitui planos axiais de dobras em *chevron* e bandas tipo *kink*

## ELEMENTOS ESTRUTURAIS LINEARES

Lineação L1 - Constituída pelo arranjo preferencial linear de minerais, como quartzo, agregados de filossilicatos, magnetita, turmalina e anfíbios fibrosos (grunerita-cummingtonita e Mg riebeckita). Portanto corresponde à lineação de estiramento mineral. Varetas de quartzo ("*quartz rods*") freqüentemente ocorrem em veios e bandas espessas de quartzo no itabirito. Forma também corrugações e estriações salientes nas superfícies S1/S0.

Lineação L2 - Identificada pela disposição linear de crenulações interceptantes da lineação mineral. Pode se apresentar paralela ou subparalelamente a L1.

Lineação L3 - Lineação de crenulação que trunca as lineações precedentes, em geral associadas à dobras abertas, estruturas *kink* e *chevron*. Quase sempre forma alto ângulo com as demais lineações.

Dobras - Ao longo da Serra do Curral são encontradas dobras mesoscópicas similares fechadas a isoclinais, recumbentes, constituindo o grupo de estruturas inicialmente formado e denotam estágios dúctil e dúctil a dúctil-rúptil. São relacionadas a dobras de maior porte que formam a grande estrutura macroscópica. Dobras parasíticas assimétricas, planos de cisalhamento com sigmóides indicativos de direções cinemáticas são particularmente importantes na estrutura Curral-Gaivotas. Essas dobras tem eixos com caimentos entre 100 e 135, ou 280 e 300 planos axiais (Foliação S1) entre 120 e 160. O grupo seguinte de dobras, agora concêntricas, e coaxial e não coplanar ao primeiro, tendo os planos axiais mergulhos mais íngremes. Freqüentemente encontram-se cisalhadas, com rompimentos de flancos, e em casos de deformação mais intensa como na Mutuca, ocorrem dobras sem raiz e em bengalas. O último grupo de dobras representado por *kink bands*, *box* e *chevron* constitui estágio mais rúptil na evolução deformacional, tendo planos axiais com mergulhos entre 170 e 230.

## DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

A Serra do Curral com cerca de 100 km de extensão tem na região de junção com a sinclinal Moeda sua parte mais crítica, em termos de complexidade deformacional e interpretação. Em região aproximadamente 40 km a oeste (Serra dos Três Irmãos) existe impressa na parede nua, anticlinal recumbente de grande porte refletindo a estrutura maior. Estrutura ainda maior constitui o conjunto anticlinal Curral-sinclinal Gaivota-anticlinal Catarina recumbentes e rotacionadas para este. Esse conjunto apresenta relativa homogeneidade estrutural (Fig. 2), onde de forma geral a superfície S0 e truncada em ângulo baixo pela superfície S1. As lineações de estiramento e menos freqüentes de crenulação tem caimentos consistentes entre 112 a 122, que indicam a direção principal de transporte. Os eixos das dobras recumbentes, em geral coincidem com as direções das lineações, mas caimentos para 65 a 90 são comuns. As dobras cilíndricas mostram

lineações sempre paralelas aos eixos. A seqüência de dobras encontradas no domínio I (Fig. 3) foi estabelecida através de assimetrias ZS em dobras parasíticas (Fig. 4). Ondulações segundo S2 em S1 refletem posições divergentes em alguns diagramas planares e lineares. Em situações de maior deformação S2 transecta S1 formando micro-planos de cisalhamento de baixo ângulo. Ondulações segundo S3 são caracterizadas em estruturas *kink* e *chevron* e apresentam eixos com suaves caimentos para 180 a 230. A lineação de estiramento encontra-se comumente recurvada em algumas dobras cilíndricas e nas zonas de *kink* e *chevron*. Portanto a vergência das dobras parasíticas assimétricas aliada a estratigrafia apoia a interpretação estrutural apresentada.

O domínio II, que constitui prolongamento natural do domínio I mostra as superfícies axiais com pequeno caimento para Norte, e mergulho significativo para Este, devido a S3. Extensionamentos locais na direção Norte-Sul são evidenciados pelas estruturas *boudinage* (Fig. 4) e falhas normais de ângulos moderados. As relações entre o bandamento original e S1 planos podem ser claramente demonstradas pela Fig. 5.

Outro conjunto a destacar consiste da estrutura Mutuca (Domínio III) com complexo e apertado sistema de dobras, forte cisalhamento e milonitização. A superfície de contato entre o Grupo Nova Lima e a Formação Moeda representa falhamento de empurrão com atitudes sub-verticais. A zona em que o Grupo Nova Lima ocorre interdigitado com as unidades do Grupo Caraça e em contacto com itabiritos representa aparentemente uma *melange* tectônica. A forma do intrusivamento tectônico dos *greenstones* nessa área é similar à forma do Complexo Bação em sua borda Sul. A foliação S1 que trunca em alto ângulo o bandamento composicional apresenta mergulhos entre 40 e 75 para *azimuths* com máximos entre 115 e 128, e lineações de estiramento com caimentos entre os máximos 117 e 135. A grande dobra envolvendo xistos verdes, quartzitos, metaconglomerados e xistos sericíticos visível na vertente contígua à mina da Mutuca, atrás do posto do DNER reflete inversão da vergência após rompimento da anticlinal da Mutuca. Nessa zona de grande interpenetração tectônica, seixos de quartzo do metaconglomerado encontram-se envolvidos por talco e clorita, formando cimento. O estiramento que o conjunto sofreu foi grande tornando as vezes seixos de quartzo em tiras em matriz fortemente milonítica. Dobras intrafoliais sem raiz, em bengalas, bandas cataclásticas e o considerável estiramento dos seixos atestam a forte intensidade da deformação.

O domínio IV que envolve o Capão Xavier representa zona mista exibindo o itabirito inúmeras dobras parasíticas assimétricas que permitiram a delimitação da estrutura (Fig. 6). A abertura de duas galerias e várias sondagens pela MBR permitiram a interpretação mais segura da estrutura.

## CONCLUSÃO

A interpretação estrutural envolvendo macroestruturas em rochas complexamente deformadas tem que ser obrigatoriamente apoiada em trabalhos de campo de detalhe, onde haja controle seguro da coluna estratigráfica e análise de meso e microtexturas (Turner & Weiss, 1963; Hobbs et al., 1976). A discussão em que padrão de interferência recae a estrutura em questão conduz o estudo para área teórica onde destacam-se os trabalhos de Ramsay (1967), Ghosh (1974), Thiessen & Means (1980), Watkins (1981), Thiessen (1986) e Thiessen & Haviland, 1986. O modelo que melhor se ajusta com a estrutura estudada é o do Tipo 2 de redobramento (Thiessen, 1986). Os padrões estabelecidos para direção de movimento utilizando lineação de estiramento de acordo com Phillips (1937), Boyer & Elliot (1982), Fisher & Coward (1983) e Geiser (1988) foram considerados nessa interpretação. Utilizando os dados de campo e conceituações teóricas a concepção artística expressa na Fig. 7 aparentemente reflete a estrutura da área.

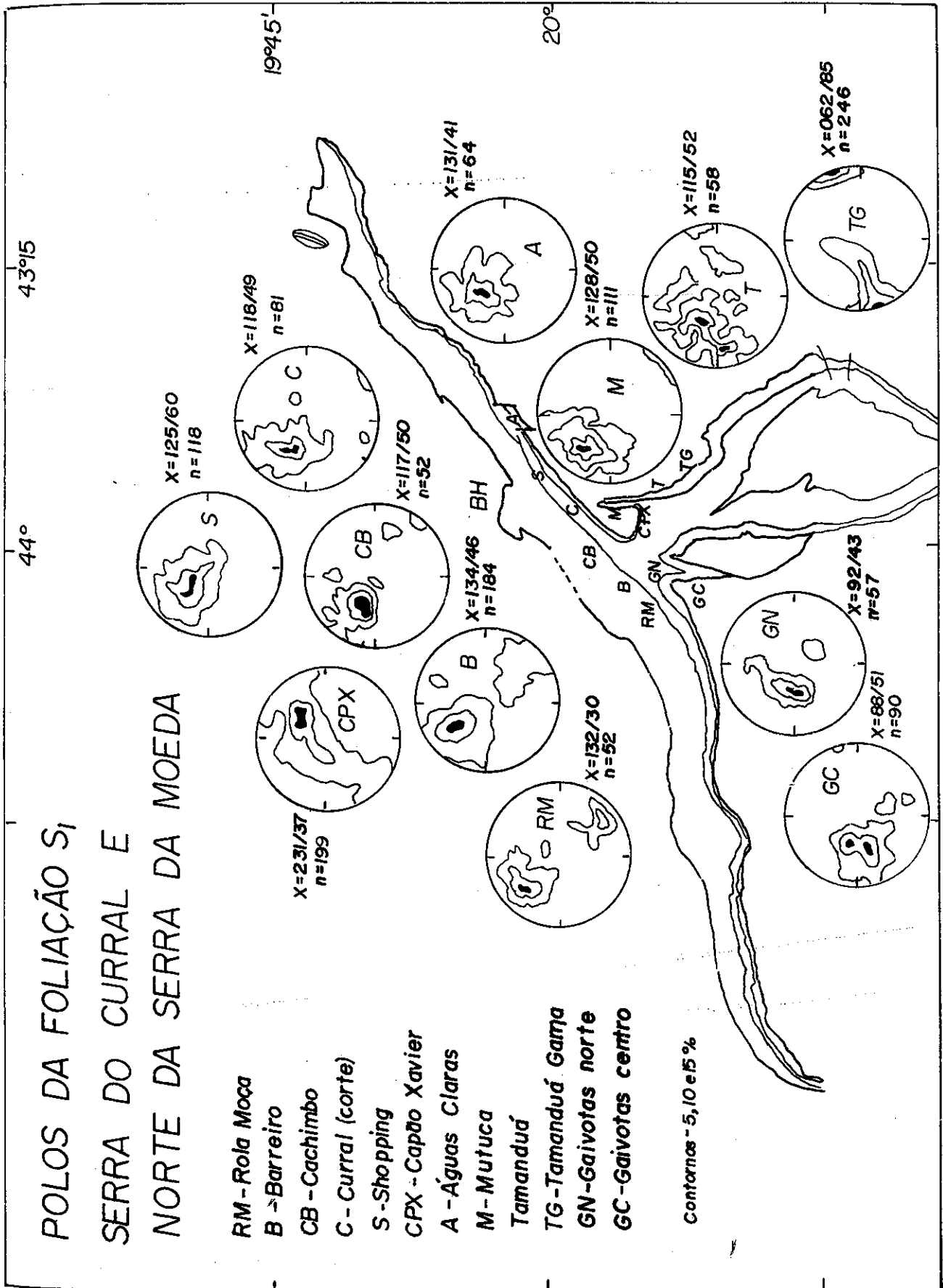
## REFERÊNCIAS

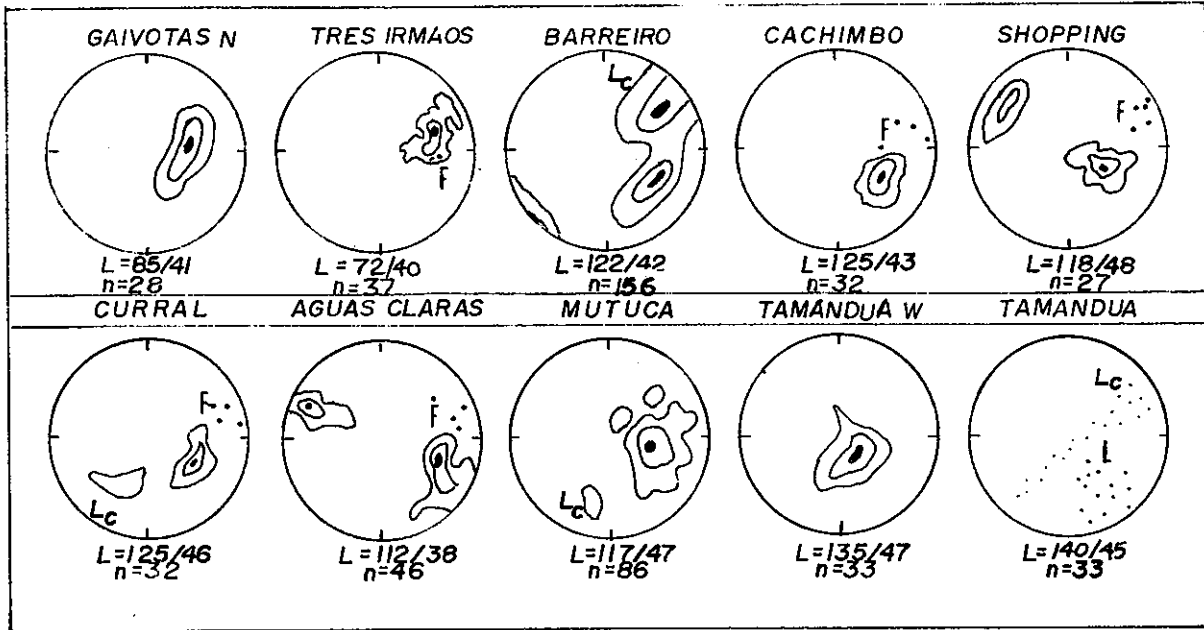
- Alves, B.P., 1960. Sumário sobre a Estratigrafia e Estruturadas Quadrículas de Caete e Serra da Piedade. SICEG, 1:257-260.
- Boyer, S.E. & Elliot, D., 1982. Thrust Systems. AAPG Bull. 66:1196-1230.
- Braun, O.P.G., 1981. Algumas correções na Geologia da Quadrícula Serra da Piedade, no Quadrilátero Ferrífero. Inedito, 15 p.
- Dorr, J.V.N., 1959. Estrutura e Evolução Estrutural do Quadrilátero Ferrífero, in Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Pub. Esp. 1:34-37.
- Dorr, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geol. Survey, Prof. Paper 641-C, 110 p.
- Drake, Jr., A.A. & Morgan, B.A., 1980. Precambrian Plate Tectonics in the Brazilian Shield-Evidence from pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Tectonic studies in the Brazilian shield, U.S.Geol. Survey Prof Paper 1119-A, 19p.
- Fisher, M.W. & Coward, M.P., 1982. Strains and Folds within thrust sheets, northwest Scotland. Tectonophysics, 88:829-845.
- Gair, J.E., 1962. Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-A, 67 p.
- Geiser, P.A., 1986. Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. Jour. Struct. Geol., 10:829-845.
- Ghosh, S.K., 1974. strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineation. Tectonophysics, 21:249-272.
- Guimaraes, D., 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. DFPN, DNPM, Bol. 88, 314p.
- Hackspacher, P.C., 1980. Análise Estrutural na Sequencia Minas na area de Aguas Claral, Minas Gerais. An. 31 Cong. Bras. Geol., 5:2604-2615.
- Harder, E.C. & Chamberlin, R.T., 1915. The Geology of central Minas Gerais, Brazil. J. Geol., 23: 341-378.
- Herz, N., 1978. Metamorphic Rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 641-B, 58p.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F., 1976. An outline of Structural Geology. J.Wiley & Sons, NY, 555p.
- Phillips, F.C., 1937. A fabric study of some Moine Schists and associated rocks. Geol. Soc. London, Quart., 93:581-620.
- Pires, F.R.M., Structural Geology and Stratigraphy at the Junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. PhD dissertation, Michigan Technological University, 220 p.
- Pomerene, J.B., 1964. Geology and the Ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirite and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geol. Survey, Prof. Paper 341-D, 84 p.
- Simmons, G.C., 1968. Geology and Iron Deposits of the Western Serra do Curral. Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-G, 57p.
- Thiessen, R.L., 1986. Two-dimensional re-fold interference patterns. J. Struct. Geol., 8:563-573.
- Thiessen, R.L. & Haviland, T., 1986. A technique for analysis of re-fold structures. J. Struct. Geol., 8:191-200.
- Thiessen, R.L. & Means, W.D., 1980. Classification of interference patterns: a reexamination. J. Struct. Geol., 2:311-326.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw Hill, NY, 544p.
- Watkins, A.J., 1981. Patterns of fold interference: influence of early fold shapes. J.Struct. Geol., 3:19-23.

# POLOS DA FOLIÇÃO S, SERRA DO CURRAL E NORTE DA SERRA DA MOEDA

- RM - Rola Moça
- B - Barreiro
- CB - Cachimbo
- C - Curral (corte)
- S - Shopping
- CPX - Capão Xavier
- A - Águas Claras
- M - Mutuca
- Tamandú
- TG - Tamandú Gama
- GN - Gaivotas norte
- GC - Gaivotas centro

Contornos - 5, 10 e 15%





ELEMENTOS LINEARES (lineação de estiramento, crenulação e eixos de dobra)  
(L) (Lc) (F)

Cortornos 5,10 e 15%

Fig. 2 - Elementos lineares

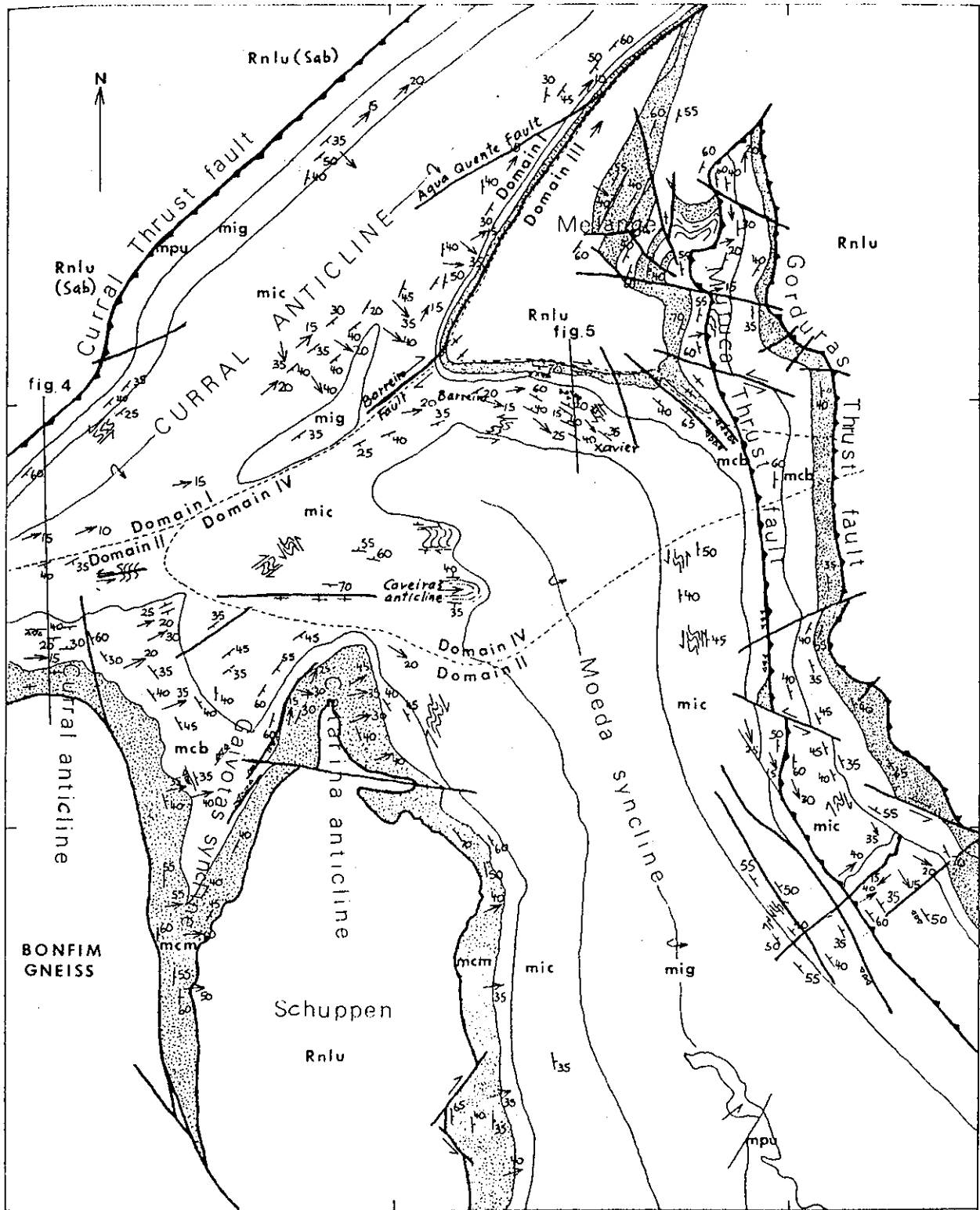
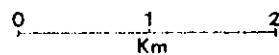


Fig. 3 STRUCTURAL MAP OF THE JUNCTION AREA

mpu	Piracicaba Group
mig	Gandarela Formation
mic	Caue Itabirite
mcb	Batatal Formation
mcm	Moeda Formation
Rnlu	Nova Lima Group (Sabara on northwest?)



- - - Domain limit
- > Attitude of bedding
- ~ Z/S symmetry of folds
- > Lineation

- > Thrust fault
- Fault: normal, tear
- ▨ Breccia zone

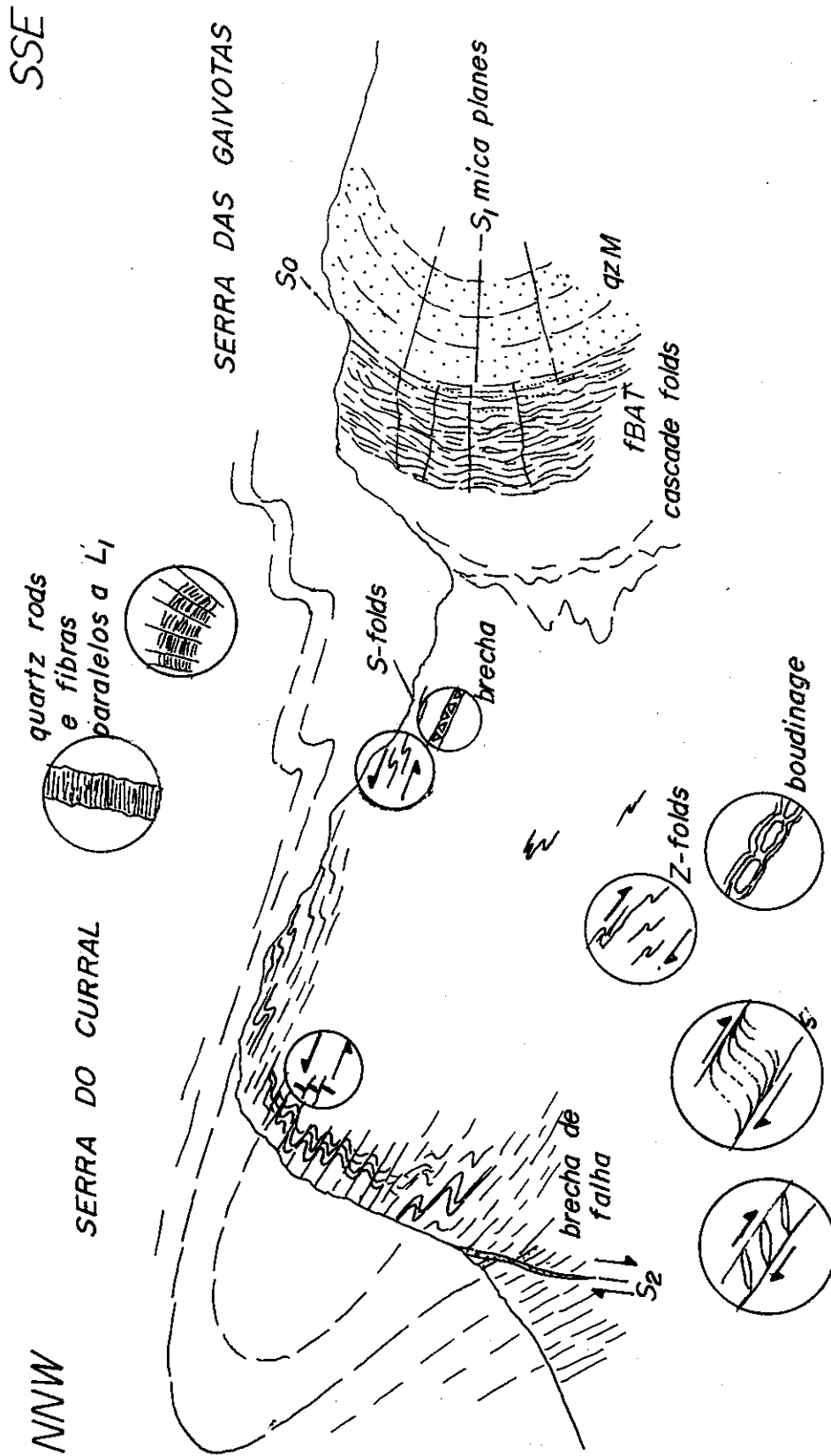


Fig.4 - Elementos estruturais na area Curral-Gaivotas



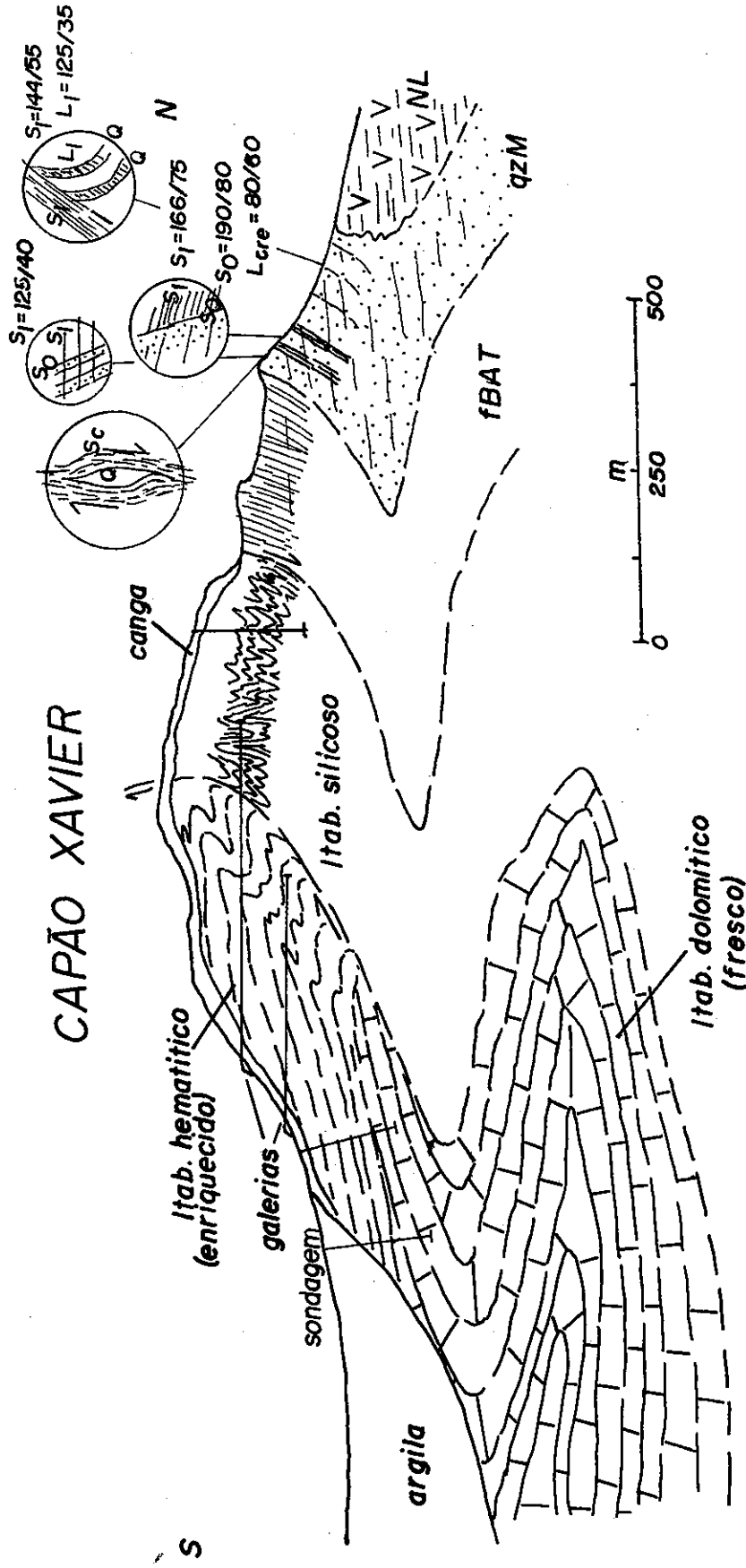


Fig.5 - Seção pelo depósito Capão Xavier

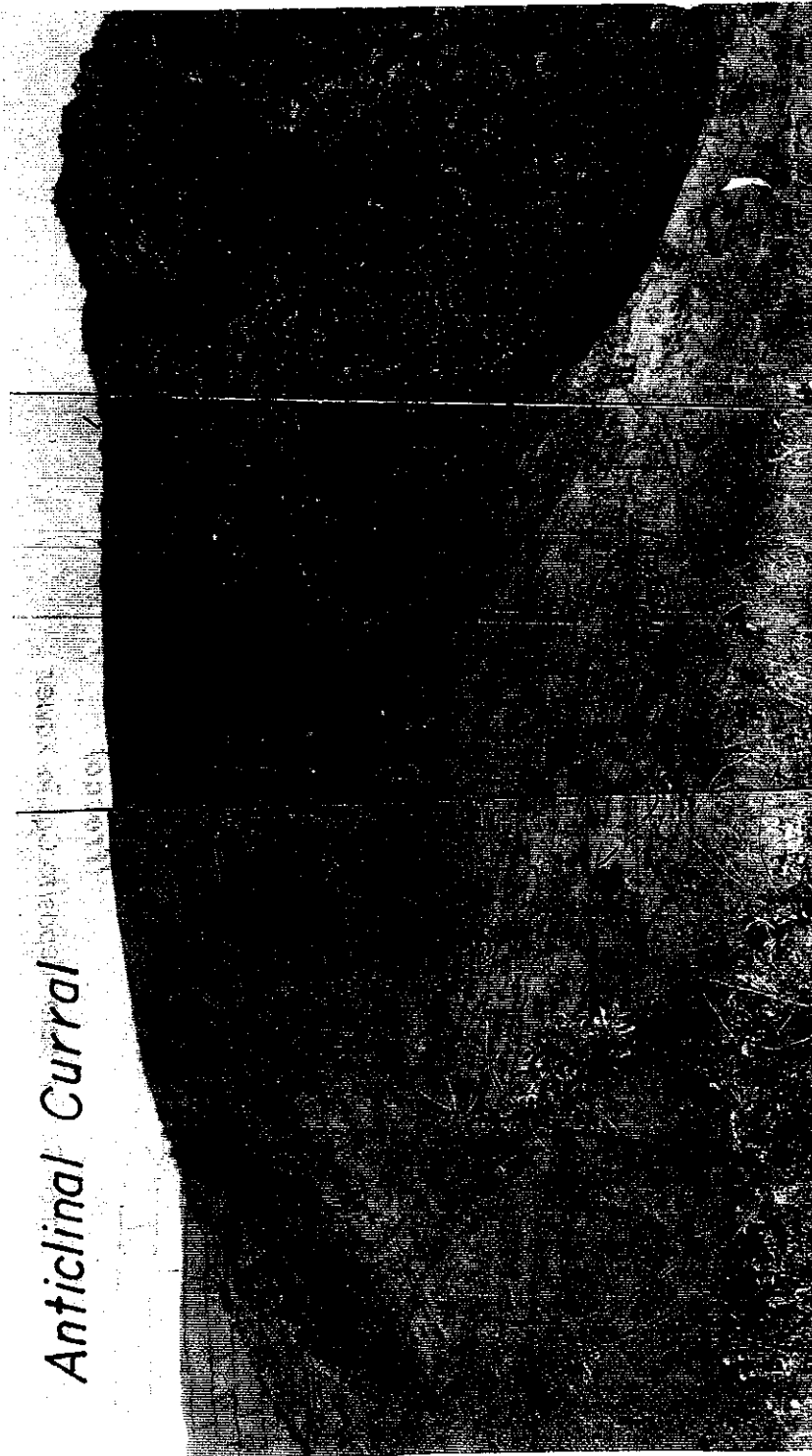


Fig. 6 - Vista lateral da Serra das Caivotas mostrando estrutura anticlinal envolvendo qzM (Formação Moeda) e JBAT (Formação Batata).  
 $S_0$  = Bandamento composicional;  $S_1$  = foliação principal.

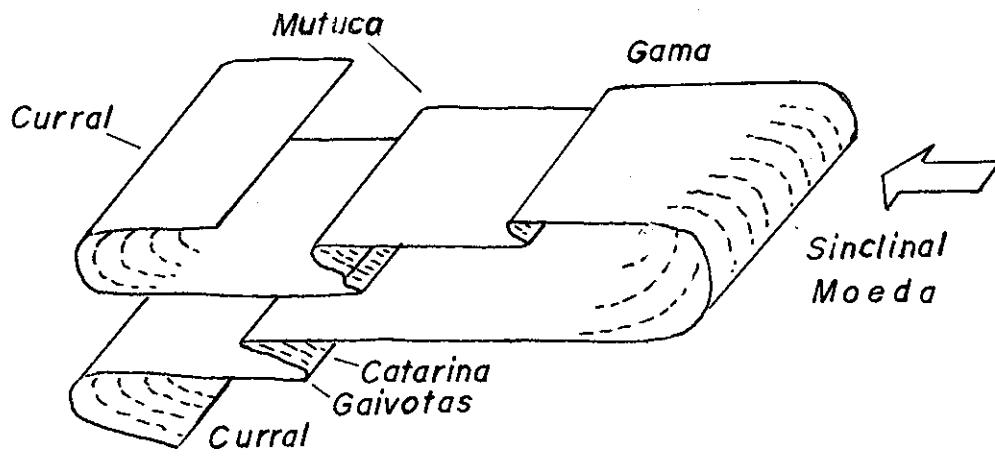


FIG.7- INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL DA JUNÇÃO  
CURRAL-MOEDA

# ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICA TRANSPRESSIVA DAS FAIXAS MÓVEIS DA BORDAS SUL E SUDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E DA SÍNTAXE DE GUAXUPÉ

**EBERT, H.D.** (DPM-IGCE-UNESP, RIO CLARO-SP)

**HASUI, Y.** (DPM-IGCE-UNESP, RIO CLARO-SP)

**SARTORATO, G.** (BOLSISTA DE APERFEIÇOAMENTO-B, IGCE-UNESP)

**ALMEIDA, S.H.** (PÓS-GRADUAÇÃO-GEOLOGIA REGIONAL, IGCE-UNESP)

**COSTA, J.B.S.** (CENTRO DE GEOCIÊNCIAS-UFPA, BELÉM-PA)

## INTRODUÇÃO

As faixas móveis que delimitam a borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco, e sua complexidade, são produto dos movimentos diferenciais entre três grandes blocos crustais. A junção tríplice entre estes blocos se encontra numa ampla área nas regiões limítrofes entre os estados de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro, e pode ser visualizada pela megaestrutura sintaxial de Guaxupé.

O limite entre os blocos Brasília (BB), Vitória (BV) e São Paulo (BSP) é caracterizado pela justaposição de terrenos de alto grau (crosta inferior) cavalcando seqüências supracrustais do bloco adjacente, delineando zonas de sutura marcadas por expressivas anomalias gravimétricas do tipo 1 (Haraly e Hasui 1982, 1985).

A complexidade dos movimentos e dos ajustes promovidos pela inversão das bacias que separavam estes blocos, incluindo a incorporação do embasamento, encontra reflexo na descontinuidade das feições geológicas (zoneamento magmático, metamórfico, associações sedimentares) e geofísicas (anomalias gravimétricas e magnetométricas) regionais tradicionalmente utilizadas para caracterizar o caráter e o limite de placas litosféricas fanerozóicas. Recorre-se ao termo bloco crustal enquanto não ficar comprovado o envolvimento de crosta oceânica e litosfera nestes processos orogênicos.

A colisão oblíqua, de acordo com o ângulo entre o tensor principal, aproximadamente leste-oeste, a articulação dos blocos, e sua obdução manifestaram-se através de uma tectônica tangencial, envolvendo cavalgamentos e imbricamentos ao longo de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. Com o progressivo encurtamento e espessamento crustal, a tectônica tangencial evoluiu para uma tectônica direcional expressa através de extensas zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de médio a alto ângulo que recortam a região Sudeste.

Lastreado na análise integrada de dados micro a megaestruturais, caracterizou-se o arranjo estrutural regional, os principais movimentos que resultaram no atual arcabouço do Pré-cambriano da área, e os regimes tectônicos envolvidos.

## ARCABOUÇO TECTÔNICO

A análise estrutural das faixas móveis revela a existência de três domínios estruturais alternados entre si: (1) tangenciais, onde predominam estruturas preservadas e atitudes de uma tectônica de baixo ângulo mais antiga; (2) tangenciais rotacionados, correspondendo a porções intermediárias onde ainda são reconhecidas estruturas tangenciais fletidas ou dobradas; (3) direcionais, onde as estruturas apresentam-se paralelizadas por inflexão acentuada ou por nova transposição ao longo das zonas de transcorrentes (TZs).

### Domínios tangenciais

As feições estruturais mais penetrativas são representadas por: foliação regional de baixo ângulo, sin-metamórfica, blastomilonítica a milonítica, lineações de estiramento rotacionadas para a direção E-W na deformação finita e, preferencialmente em metasedimentos, dobras isoclinais, intrafoliais ou em bainha paralelas ao transporte.

Estas estruturas resultaram da colisão oblíqua dos BV e BSP cavalgando o BB e estão preservadas ou rotacionadas entre os segmentos delimitados pelos lineamentos transcorrentes.

Em diversas áreas, como na borda norte da estrutura sintaxial de Guaxupé (Hasui et al. 1990, Schrank et al. 1990), a sudeste da cidade de São Paulo ou na região da Mina do Perau no Paraná (Ebert et al. 1988), a foliação metamórfica principal de baixo ângulo foi desenvolvida ao longo de rampas laterais a fracamente oblíquas durante a deformação direcional, como constatado pelas lineações de estiramento direcionais. Diversas zonas de cisalhamento dúctil, que tem sido descritas como *nappes* ou zonas de cavalgamento frontal, podem ser distintas daquelas por estarem inseridas num mesmo contexto cinemático e metamórfico das ZTs associadas.

Existem no entanto várias áreas tangenciais que apresentam lineações de estiramento indicativas de transporte para N a NW (Campos Neto et al. 1984, Gonsalves 1988 e Hasui et al. 1988, 1989, 1990). Zonas de cisalhamento dúcteis discretas de baixo

ângulo, indicando transportes para norte, também são registradas no antepaís das faixas marginais, em domínios internos do Cráton do São Francisco, p.ex. entre Lavras e Oliveira, sugerindo tratar-se de uma direção de transporte mais antiga anterior que a convergência W-E.

As investigações em andamento deverão esclarecer quais das áreas com lineação N-E representam: (a) estruturas mais antigas geradas por uma colisão N-S, (b) porções onde a lineação W-E foi rotacionada pela tectônica dextral, ou (c) subdomínios de cavalgamentos laterais produzidos pela componente de encurtamento NW-SE da tectônica transpressiva do CTRPS.

#### Domínios direcionais e intermediários

Os domínios de foliação de baixo ângulo passam gradativamente através de flexão (domínios intermediários) ou abruptamente para domínios transcorrentes. Estes são marcados pelos extensos lineamentos que compõem os cinturões transcorrentes Campo do Meio (CTCM) de direção aproximada W-E (Cavalcante et al. 1979) e Rio Paraíba do Sul (CTRPS) de direção ENE-WSW no segmento sul (entre São Paulo e Paraná) e NNE-SSW na parte norte (Rio de Janeiro).

Entre ambos, o CTRPS é o mais expressivo e secciona as demais estruturas. É constituído de uma rede de zonas transcorrentes (ZTs) dextrais e dúcteis (p.ex. Além Paraíba, Paraíba do Sul, Cubatão, Jundiuvira, Taxaquara, Ouro Fino, Jacutinga, Camanducaia, Três Corações, Lancinha, Ribeira, Morro Agudo, etc.) que recortam os Estados do Espírito Santo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, São Paulo e Paraná. Estende-se por mais de 1.000 km e apresenta uma largura de 200 km entre o litoral e as ZTs de Três Corações e Jacutinga. Estas descontinuidades são reconhecidas no campo por rochas miloníticas de médio a alto ângulo, contendo lineações horizontais a oblíquas.

A importância da tectônica direcional NE-SW na estruturação precambriana do sudeste brasileiro foi reconhecida inicialmente por Braun (1972 - 1974) e Hasui et al. (1975), que definiram respectivamente a Faixa Rúptil Paraíba do Sul, estendendo-se de Santa Catarina até o Espírito Santo, e a Zona de Transcorrência São Paulo. Embora os conhecimentos da época não correspondessem aos atuais, é adequado utilizar o termo mais antigo para toda sua extensão, respeitando a nomenclatura mais antiga, ajustado aos conceitos atuais de cinturões de cisalhamento. O termo CTRPS refere-se a uma entidade tectônica e independe dos termos Cinturão Móvel Costeiro ou Faixa Ribeira, de conotação tectono-estratigráfica, e que incluem domínios estruturais tangenciais interpretados como de diferentes eventos.

O CTRPS está registrado em todas as unidades litológicas regionais (terrenos granito-greenstone, terrenos de alto grau, faixas metavulcano-sedimentares e suítes ígneas) presentes nos três blocos crustais. As estruturas que o compõem apresentam feições geométricas e cinemáticas correlatas ao longo de toda sua extensão e em todas as escalas, visíveis

desde em perfis locais até em mapas regionais ou em imagens de satélite. Alternam-se ao longo de todo cinturão e compõem um feixe anastomosado de descontinuidades Y=D (NE-SW a ENE-WSW), interdigitadas com sintéticas tipo P (NNE-SSW), que delimitam segmentos fusiformes, amêndoas e duplexes compressivos em toda sua extensão (p.ex. Itapira-Lindóia, Bananal-S.J.Barreiro, da Mantiqueira, de Itajubá, de Heliódora, Natércia, Embu, Natividade).

Os rejeitos principais são dextrais, embora hajam exemplos inversos, comuns num sistema complexo e não homogêneo. Diversos marcadores ao longo das ZTTC e Z.T.J. indicam rejeitos superiores a 45 km e permitem estimar deslocamentos translacionais dextrais superiores a 300 km entre os BV e BSP, acomodados pelo CTRPS.

ZTs NE-SE dextrais discretas, também são registradas mais a norte, tanto nos domínios internos do Cráton do São Francisco (Hasui et al. 1990), como na borda norte do BSP (ZT Areado), seccionando as estruturas tangenciais anteriores. A profundidade e o efeito destas zonas de cisalhamento são reconhecidos não apenas em superfície, mas também nos mapas gravimétricos e aeromagnetométricos regionais, seccionando as anomalias W-E.

Os registros da tectônica transcorrente no CTRPS aumentam de NW para SE, sendo muito intensos ao longo do eixo do Rio Paraíba, como constatado pela maior densidade de zonas de cisalhamento, pelo maior alongamento de corpos graníticos e pela trama presente nas rochas. Embora não coincidam na atual superfície com a zona de sutura, as feições essencialmente dúcteis, a predominância de mergulhos médios para SE (flores assimétricas), e o baixo mergulho para sul, sudeste (BSP) e leste (BV) do cinturão granulítico, sugerem que as grandes ZTs desta faixa apresentem mergulhos cada vez menores para SE e se conectem em profundidade, através de zonas lítricas, a uma grande zona de descolamento basal. Esta deve ter acomodado, através de delaminação crustal, o encurtamento resultante da convergência do BV sobre os outros (BSP e BV).

#### Feições transpressivas

Esta tectônica não envolveu apenas translação ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes, mas uma série de deformações impressas nas faixas internas, tradicionalmente interpretadas como produto de eventos de dobramento anteriores, independentes e de encurtamento frontal. Considerável parte das estruturas contracionais (dobramentos empinados, clivagem de crenulação subparalela as ZTs), afetando a foliação nos segmentos adjacentes, está inserida no mesmo regime que gerou as transcorrências.

As feições diagnósticas da predominância de segmentos transpressivos no CTRPS, descritas em Ebert et al. (1988, 1989, 1991) e condizentes com o ângulo de convergência W-E entre os blocos crustais são entre outros: articulação de descontinuidade de cisalhamento Y=D com sintéticas P, elipsóides de deformação oblatos ( $k < 1$ , campo do achatamento),

teconitos SL, estruturas associadas às lineações direcionais (eixo X) das ZTs indicando encurtamento ortogonal à foliação de alto ângulo e extensão vertical ( $Y > 1$ ).

### O significado das dobras

Nos domínios tangenciais, a existência de dobras isoclinais e intrafoliais em rochas quartzíticas ou metassedimentos bandados reflete mais a heterogeneidade da deformação progressiva não-coaxial e a acomodação dos movimentos diferenciais. Rochas ortoderivadas ou de alto grau, transportadas de grandes profundidades, geralmente pobres nestas estruturas, demonstram que a deformação por dobramento assume papel subordinado na tectônica tangencial.

Grande parte das dobras empinadas, mais jovens que a tectônica tangencial, apresentam lineações direcionais. Elas não definem uma fase de dobramento independente, freqüentemente descrita como D2, já que estão intimamente associadas à proximidade de ZTs, juntamente com outros subprodutos como embriamentos, zonas reversas, macrocrenulações, duplexes direcionais compressivos e estruturas tipo "flor".

O padrão escalonado das charneiras mostra que inclusive as dobras maiores dos Grupos Acunguí e São Roque ou dos blocos de Agudos Grandes-Iporanga, Furnas-Lageado, Tunas-Perau, contidos em segmentos fusiformes delimitados por ZTs, tiveram sua evolução controlada pela cinemática destes segmentos transpressivos dextrais. Alguns segmentos mais ortogonais ao vetor de convergência, como o de direção NNE-SSW entre as cidades de Itapira e Socorro, também propiciaram o desenvolvimento de grandes estruturas sinclínicas. Nota-se uma tendência ao desenvolvimento de dobramentos escalonados apertados em metassedimentos de baixo grau, e de duplexes direcionais constituídos por ZTs miloníticas sintéticas em rochas mais competentes do embasamento ou de grau metamórfico elevado.

### Estruturas tipo "flor"

Considerável parte de associações estruturais onde as zonas de cisalhamento de alto ângulo com lineações direcionais NE-SW intercalam rampas e dobras laterais a oblíquas, e foliações divergentes, indicam que as zonas de recobrimento (*off-sets*) e as estruturas em dúplex do CTRPS evoluíram especialmente para estruturas tipo flor.

Os exemplos mais expressivos de estruturas tipo flor ocorrem ao longo do vale do Paraíba, na Serra do Mar entre São Paulo e Rio de Janeiro e no eixo de Além Paraíba, onde as bordas NW mergulham para SE e as opostas para NW. Tais "calhas sinclínicas" ou estruturas positivas no centro da grande estrutura divergente (Barbosa et Grossi Sad 1983), onde ocorre a alternância de dobras e zonas miloníticas (Brenner et al 1970), já foram descritas em Além Paraíba por Lamego (1946) e como "eixo de divergência" da faixa Paraibides por Ebert H. (1968). Este último ressalta a peculiaridade destas estruturas sin-clinais incomuns, onde a "mudança de vergência da foliação ocorre ao

longo de zonas subverticais ao invés de ao redor de uma charneira".

Esta é uma característica marcante da maioria dos perfis levantados neste cinturão, onde quase sempre as charneiras de "grandes dobras isoclinais" assinaladas em antigos perfis são inferidas, não apresentando as atitudes de mergulho suave das zonas apicais. A freqüente dificuldade de correlacionar faixas de igual vergência por longas distâncias, é outra característica que reflete a existência de estruturas tipo flor, que sucedem-se ao longo de todo perfil do CTRPS até o litoral, como da Mantiqueira, do Bananal, de Heliodora, de Natércia, de Além Paraíba, etc. Isto ocorre em todas as escalas, inclusive com alternância de segmentos negativos e rejeitos sinistrais, necessários para acomodar a heterogeneidade das deformações.

A caracterização geométrica cinemática de cada segmento destas estruturas e sua delimitação das estruturas vizinhas é mais complexa que naquelas descritas em níveis crustais superiores, onde a deformação se concentra ao longo de zonas de falha discretas. Em níveis crustais inferiores, como no CTCM e CTRPS, as deformações não se processaram apenas por movimentação diferencial entre segmentos rígidos (pétalas ou "horses"), mas também através de deformações plásticas internas. Estas deformações são evidenciadas por estruturas menores como veios aplíticos dobrados perpendicularmente e boundinados na direção do eixo cinemático Y da foliação milonítica, por estruturas assimétricas como foliação S-C no plano cinemático YZ e por estiramento/achatamento intracristalino dos agregados minerais. Estas deformações são materializadas pelos elipsóides de deformação oblatos calculados em escala de amostra.

Outros fatores que contribuíram para a complexidade do padrão geométrico e cinemático das estruturas tipo flor entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar são: a intensidade das deformações, seu grande número e sua mútua interação durante a deformação progressiva.

### Segmentos transtativos

Segmentos distensivos ocorrem apenas subordinadamente onde ocorrem ZTs sintéticas tipo R ou antitéticas R' de direção NW-SW (p.ex. Z.C. Itu - Jundiuvira). Várias feições têm permitido diversos autores relacionar o *emplacement* de corpos graníticos alongados (p.ex. Extrema) ou o desenvolvimento de bacias sedimentares a segmentos transtensivos (Fm. Pouso Alegre, Pico de Itapeva, etc.) de ZTs, embora a maioria das estruturas geradas em subdomínios transtrativos acabaram por entrar durante as rotações no campo do achatamento oblíquo às transcorrências.

Deformações frágeis posteriores, por colapso tardio ou por reativações meso-cenozóicas, concentradas ao longo de zonas de falha discretas, embora importantes para a evolução de bacias e do relevo, não alteraram substancialmente a geometria geral do cinturão. O próprio arcabouço que abriga a Bacia de Taubaté, onde descontinuidades Pré-

cambrianas foram reativadas como falhas normais, inversas a transcorrentes, caracteriza uma falha negativa (Flor de Taubaté).

## CONCLUSÕES E IMPLICAÇÕES

A organização dos produtos lito-estruturais e o arranjo geométrico atual dos cinturões móveis que delimitam o Cráton de São Francisco e a Síntaxe de Guaxupé, é interpretada como produto da movimentação diferencial entre três blocos crustais convergindo na direção leste-oeste. A identificação no campo das zonas de sutura que delimitam a borda dos blocos, através das anomalias gravimétricas ou dos cinturões de alto grau associados, está mascarada na altura da interseção do CTCM pelo CTRPS, principalmente do BSP, pelo forte imbricamento lateral imposto pelas transcorrências NE-SW, que segmentaram as discontinuidades ao longo da junção triplíce.

A alternância de domínios direcionais e compressivos, caracteriza uma partição regional da deformação entre zonas de abrandamento ("strain softening") que absorveram a convergência dos blocos através de rejeitos direcionais (deformação não-coaxial >> coaxial), e domínios internos que absorveram a colisão por encurtamento perpendicular ao *trend* regional (deformação coaxial >> não coaxial). Esta partição, materializada através de estruturas tipo flor, constituiu um mecanismo fundamental para a acomodação da convergência E-W oblíqua entre os blocos crustais, e condicionou o atual arcabouço tectônico da borda sul do CSF.

Embora as ZTs não sejam regionalmente as estruturas penetrativas mais importantes, como a foliação metamórfica principal, são elas que registram a expressiva movimentação lateral ocorrida entre os blocos crustais, colocando lado a lado segmentos anteriormente separados ou separando unidades originalmente contínuas.

A aplicação do termo faixas de dobramento para as faixas marginais ao C.S.F. não se ajusta às feições descritas, uma vez que estas geometrias representam apenas uma fração dos produtos gerados pela tectônica colisional oblíqua em regime transpressivo.

Em segmentos transpressionais ou transtensionais, a lineação de estiramento oblíqua indica forte fluxo de material sub-perpendicular à convergência dos blocos. Neste caso, ela pode apresentar significado diferente do que em zonas de cavalgamento frontal, onde é utilizada como direção de transporte principal (Holdsworth & Strachan 1991). Portanto, é necessário separar domínios de cavalgamento e de transpressão, para utilizar as lineações de estiramento na reconstituição do movimento de placas. Uma das características para diferenciá-las no campo é a falta de uma assimetria sistemática regional.

A maior parte dos granitóides da Província Mantiqueira deve ter sido intrudida em uma crosta heterogênea e dinâmica, sujeita a tensões e deformações. O controle estrutural da intrusão e da deformação dos granitos é indispensável na aplicação de critérios de zoneamento magmático quando

utilizados para inferir a direção de possível subdução. A reativação de discontinuidades tangenciais ou direcionais, que propiciaram a ascensão e injeção dos corpos plutônicos, pode ter resultado em sua colocação em posições distantes de sua origem. Transportes tectônicos posteriores também podem ter sido de dezenas de quilômetros.

Não tratando-se de um cinturão colisional frontal, mas um com expressiva movimentação lateral, é necessário investigar se as zonas de cisalhamento transcorrentes mostram uma relação genética com os próprios fenômenos de fusão que ocorrem na interface litosfera-crosta. Zonas transcorrentes com estruturas tipo flor profundas, detectadas no limite de placas em colisão oblíqua, podem alterar a topografia da Moho, desestabilizar as condições térmicas locais e promover a geração de granitos híbridos (Hutton & Reavy 1992).

Enquanto as relações geocronológicas entre a tectônica tangencial e direcional não forem esclarecidas, e a qual ou quais ciclos geotectônicos estão vinculados, propõe-se a utilização do termo Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul (CTRPS) para a organização geométrica gerada por este expressivo evento dúctil que configurou a atual estruturação NE-SW do Sudeste brasileiro.

A importância da tectônica transpressiva para o entendimento da evolução das faixas marginais da borda sul do Cráton do São Francisco deve-se a suas características

**destrutivas**, para a reconstituição de:

- unidades estratigráficas ou anomalias geofísicas seccionadas;
- ambientes geotectônicos envolvidos;
- eventos deformacionais anteriores, compressionais e extensionais;

**construtivas**, para os estudos que envolvem a compreensão de processos geológicos envolvidos

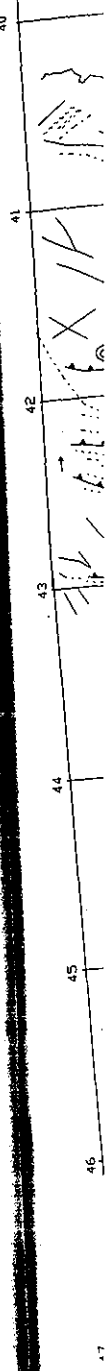
- sedimentares; e
- térmicos (magmatismo e metamorfismo).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa, A.L.M.; Grossi Sad, D, J.H. - 1983 - Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. Anais do II Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, p. 1-15.
- Braun, O.P.G. - 1972 - Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. Com. ao 26. Congr. Bras. Geol., SBG, Belém, Resumo mimeografado.
- Braun, O.P.G. - 1975 - The coastal orogenic-belt structure of south-eastern Brazil. In: Internat. Symp. on Continental Margins of Atlantic Type. São Paulo, 21 p.
- Brenner, T. L.; Ferrari, A. L.; Penha, H. M. - 1980 - Lineamentos estruturais do nordeste do Estado do Rio de Janeiro. An. do XXXI Congr. Bras. de Geol., 5: 2551-2564.
- Campos Neto, M. da C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R. e Vasconcelos, A.C.B. de - 1984 - A Nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 1809-1822.
- Cavalcante et al. - 1979 - Projeto Sapucaí. São Paulo, Conv. DNPM/CPRM (Relatório Final).
- Ebert, H. - 1984 - Os Paraíbaes entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxáides. Publicação SBG-SP nº 12, Documento, p. 72-103.
- Ebert, H.D. & Hasui, Y. - 1989 - Tectônica Transpressiva no Sub-Bloco Tunas, Paraná. Atas do II Simpósio de Estudos Tectônicos, SBG, Núcleo Fortaleza, Nordeste e Bahia, p. 255-257.
- Ebert, H.D.; Hasui, Y.; Costa, J.B.S. - 1991 - O caráter Transpressivo do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul. In: III

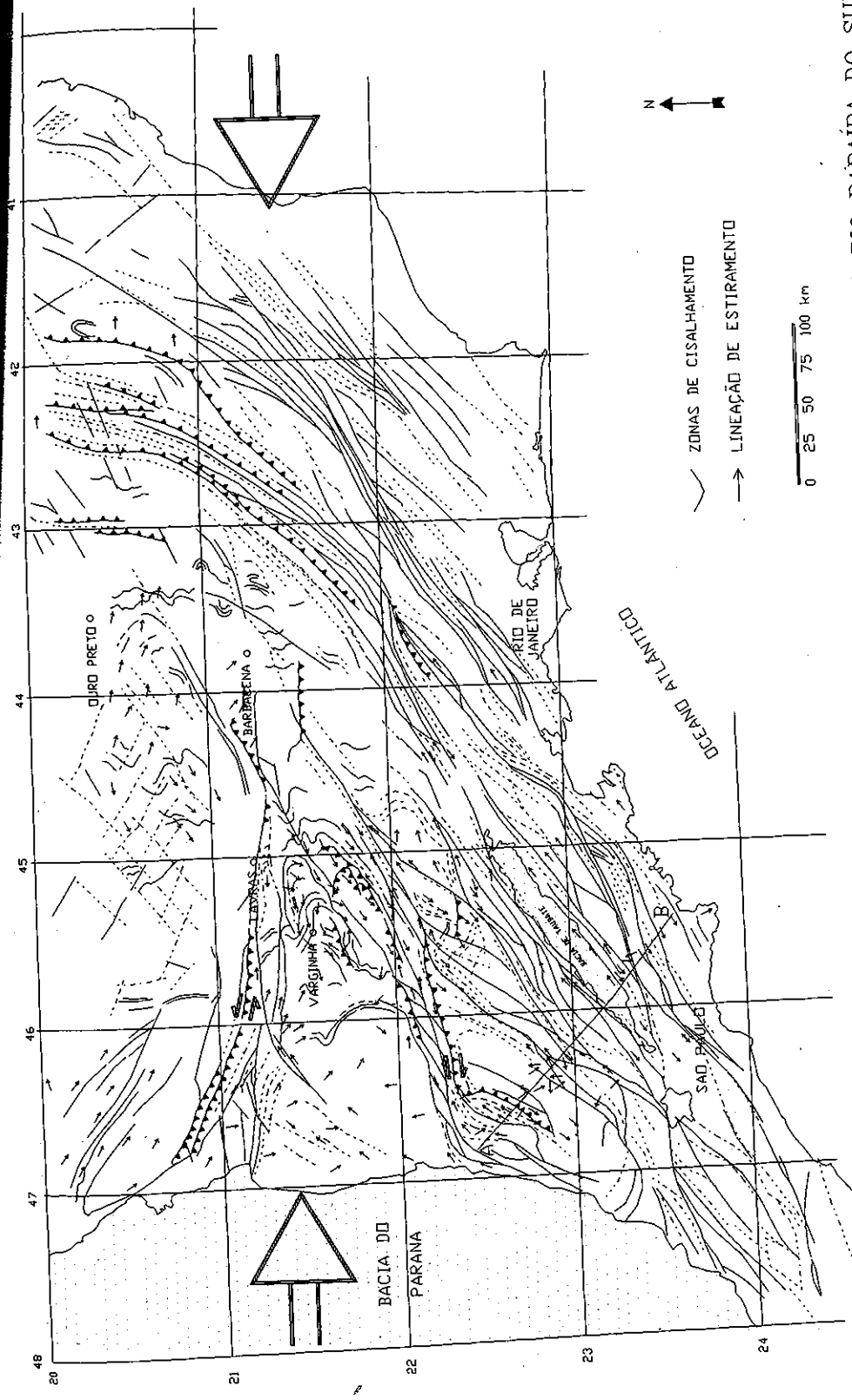
- Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. Boletim..., IGCE/UNESP-SBG/SP, Rio Claro-SP, p. 139-141.
- Gonsalves, M.L. - 1988 - O estudo da falha de empurrão na região de Santana do Garambéu - Sul de Minas Gerais. - In: Congr. Bras. de Geol., 35, Belém... SBG, Anais, v. 5: 2332-2342
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: Congr. Bras. de Geol., 32, Salvador, 1982. Salvador...SBG, Anais, 1, p.374-385.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D. R.; Coimbra, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev.Bras.Geociências, São Paulo, SBG, 5, p. 257-266.
- Hasui, Y.; de Rodrigues, E. de P.; Oliveira, M.C. DE B.; Ens. H.H.J.; Zanardo, A.; Morales, N.; Quade, H.; Nyk, R.; Kuller, M. DE L.; Frasca, M.H.B. - 1988 - Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformações de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase 1. São Paulo, Pró-Minério, Relatório IPT 25.908,
- Hasui, Y.; Ebert, H.D.; Costa, J.B.S. - 1990 - Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. An. 36º Congr. Bras. Geol., SBG, Natal, p. 2296-2308.
- Holdsworth, R.E. & Strachan, R.A. - 1991 - Interlinked system of ductile strike slip and thrusting formed by Caledonian sinistral transpression in NE Greenland, Geology, vol. 19, p. 510-513.
- Hutton, D.H.W. & Reavy, R. J. - 1992 - Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. Tectonics, 11, p. 960-967.
- Sadowski, G.R. - 1984 - Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, v.4:1767-1792.
- Schrank, A.; Abreu, F.R.; Roig, H.L.; Choudhuri, A.; Szabo, G.J.A.; Carvalho, E.D.R. - 1990 - Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do cráton do São Francisco. In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal. Anais, SBG, v.5 p. 2276-2283.

Com apoio do CNPq (processo 500291/91-8) de finep-padct (43890115.00)

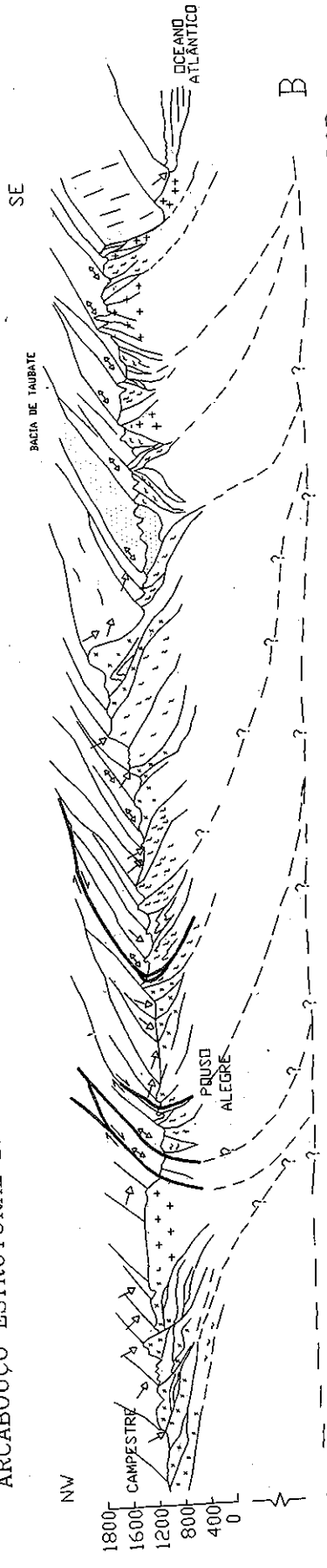




UPE  
da  
reli-  
8.  
of  
tral  
und  
ral  
ro,  
.;  
te  
r.



ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA SÍNTAXE DE GUAXUPÉ E DO CINTURÃO TRANSPRESSIVO RIO PARAIBA DO SUL



PERFIL ESQUEMÁTICO DO CINTURÃO TRANSPRESSIVO RIO PARAIBA DO SUL COM ESTRUTURAS TIPO FLOR

## ARQUITETURA DE DOMO E BACIA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E SUAS IMPLICAÇÕES NA DEFORMAÇÃO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO PROTEROZÓICO INFERIOR

**FARID CHEMALE JR.** - DEGEO/UNISINOS, 93022-000 SÃO LEOPOLDO-RS

**CARLOS ALBERTO ROSIÈRE** - CPMTC/IGC/UFMG, 31270-901 BELO HORIZONTE-MG

O Quadrilátero Ferrífero (QF) está inserido no Craton do São Francisco, uma unidade geodinâmica Brasileira da América do Sul, e caracteriza-se por conter extensos depósitos de formações ferríferas bandadas (FFBs) formados entre 2,5 e 2,4 Ga (Babinski et al., 1991.).

O arranjo estrutural do QF é grosseiramente definido por sinclinais regionais, com orientação N-S (Moeda, Santa Rita), E-W (Dom Bosco) e NE-SW (Itabira, Gandarela, João Monlevade e Serra do Curral), circundados por terrenos granito-gnáissicos (TGG) formando estruturas dômicas (Bação, Belo Horizonte, Bonfim, Caeté, Santa Rita) (fig. 1a). Esta estruturação é também encontrada nas seqüências supracrustais com FFBs das Bacias do Transvaal (África do Sul) e de Hamersley (Austrália), depositadas em torno de 2,5 Ga (Trendall et al. 1990), e na Bacia de Animikie (EUA). Tais estruturas tem sido interpretadas como consequência de deformações polifásicas, envolvendo duas ou mais direções de dobramento (Dorr, 1969; Beukes, 1983; Marshak & Alkmim, 1989) ou, como em Animikie, resultado da ação de intensa deformação durante a orogênese Penokeana (Morey, 1983).

No Quadrilátero Ferrífero, dois grandes domínios estruturais podem ser caracterizados: 1) domínio leste, que foi fortemente afetado pelo Cinturão Brasileiro 2) domínio oeste onde encontram-se melhor preservados os sinclinais regionais. Trabalhos recentes no domínio oeste descrevem zonas de cisalhamento extensionais bordejando os domos gnáissicos, próximos ao contato com os metassedimentos do Supergrupo Minas. (J. Hippert, com.verbal, 1990; Chemale Jr. et al. 1990; Hippert et al. 1992). Essas estruturas fornecem subsídios para uma interpretação da morfologia em domo e bacia do QF como produto de uma tectônica extensional conforme apresentado por Chemale Jr. et al. (1991) e Marshak et al. (1992).

Apesar da tectônica compressiva amplificar, transladar e rotacionar os sinclinais regionais, reativar estruturas pré-existentes e gerar novas, ela não foi suficiente para obliterar a estruturação prévia, principalmente no domínio oeste, mantendo-se regionalmente a forma quadrangular que caracteriza a morfologia do QF. Esta estruturação é interpretada por Chemale Jr. et al. (1991), como resultado do soerguimento dos domos, gerados em torno de 2,0 Ga., e consequente arqueamento das unidades supracrustais sobrejacentes.

Ao serem restauradas seções geológicas e feita a reconstrução palinspástica na região do QF para o período subsequente à evolução da tectônica extensional acima descrita (fig. 1d), i. e. subtraindo-se a tectônica compressional posterior, observa-se que a geometria obtida é bastante semelhante àquela mostrada pelas bacias do Transvaal e Hamersley (figs. 1b e c) as quais não sofreram deformações compressivas expressivas após a deposição de suas seqüências. Dados disponíveis na literatura permitem propor que a geração da arquitetura em domo e bacia nas seqüências de Transvaal e Hamersley tenha ocorrido a aproximadamente 2,0 G.a. Para a primeira registra-se um evento extensional de expressão regional com a intrusão do complexo de Bushveld (2050 m.a. e extensão no Cinturão de Limpopo (entre 1950-2050 m.a.). Para a seqüência australiana há o registro de uma remobilização isotópica importante em torno de 2,0 G.a., sem, no entanto, existir uma explicação razoável para tal fenômeno.

Estudos detalhados, em especial, ao longo do contato entre as rochas granito-gnáissicas e as seqüências supracrustais da África do Sul e Austrália, poderão caracterizar ou não a relação entre a tectônica extensional e a geração de estruturas em domos e bacias, como já descritas por Chemale Jr. et al. (1991) e Marshak et al. (1992) para o Quadrilátero Ferrífero.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Babinski, M.; Chemale Jr, F. & Van Schmus, W. R. (1991) Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: III Congr. Bras. de Geoq., São Paulo, Anais..., vol. I: 628-631.
- Beukes, N. J. (1983) Paleoenvironmental setting of iron formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup. In: Trendall, A. F. & Morris, G. (eds.) Iron Formation: Facts and Problems. Amsterdam, Elsevier: 69-129.
- Chemale Jr., F.; Rosière, C. A. & Endo, I. (1990) Quadrilátero Ferrífero: Evolução Monocíclica versus Policíclica. In: 36º Congr. Bras. Geol., Natal, Resumos: 292-293.
- Chemale Jr., F.; Rosière, C. A. & Endo, I. (1991) Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo. Pesquisas UFRGS, 18 (2): 104-127.
- Cheney, E. S. & Twist, D. (1991) The conformable emplacement of the Bushveld mafic rocks along a regional unconformity in the Transvaal succession of South Africa. Prec. Research, 52: 115-132.
- Dorr II, J. V. N. (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U. S. Geological Survey Professional Paper, 641A: 1 - 110.
- Hippert, J. F.; Borba, R. P. & Nalini Jr., H. A. (1992) O contato Formação Moeda - Complexo Bonfim: uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: 6º Simpósio de Geologia de Minas Gerais/XXX Semana de Estudos da SICEG, Ouro Preto, 1992, Anais...Ouro Preto.

- Marshak, S. & Alkmim, F. F. (1989) Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: A kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordillera do Espinhaço. *Tectonics*, 8(3): 555-571.
- Marshak, S.; Alkmim, F. F. & Jordt-Evangelista, H. (1992) Proterozoic crustal extension and generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, 357: 491-493.
- Morey, G. B. (1983) Animikie Basin, Lake Superior region, U.S.A. In: Trendall, A. F. & Morris, G. (eds.) *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier: 13-67.
- Trendall, A. F. (1983) The Hamersley Basin. In: Trendall, A. F. & Morris, G. (eds.) *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier: 69-129.
- Trendall, A. F.; Compston, W.; Willians, I. S.; Armstrong, R. A.; Arndt, N. T.; McNaughton, N. J.; Nelson, D. R.; Barley, M. E.; Beukes, N. J.; Laeter, J. R.; Retief, E. A.; Thorne, A. M. (1990) Precise zircon U-Pb chronological comparison of the Kapvaal and Pilbara Cratons between about 3.1 and 2.4 Ga. *III Int. Archean Symp. Proc.*, p. 81-83

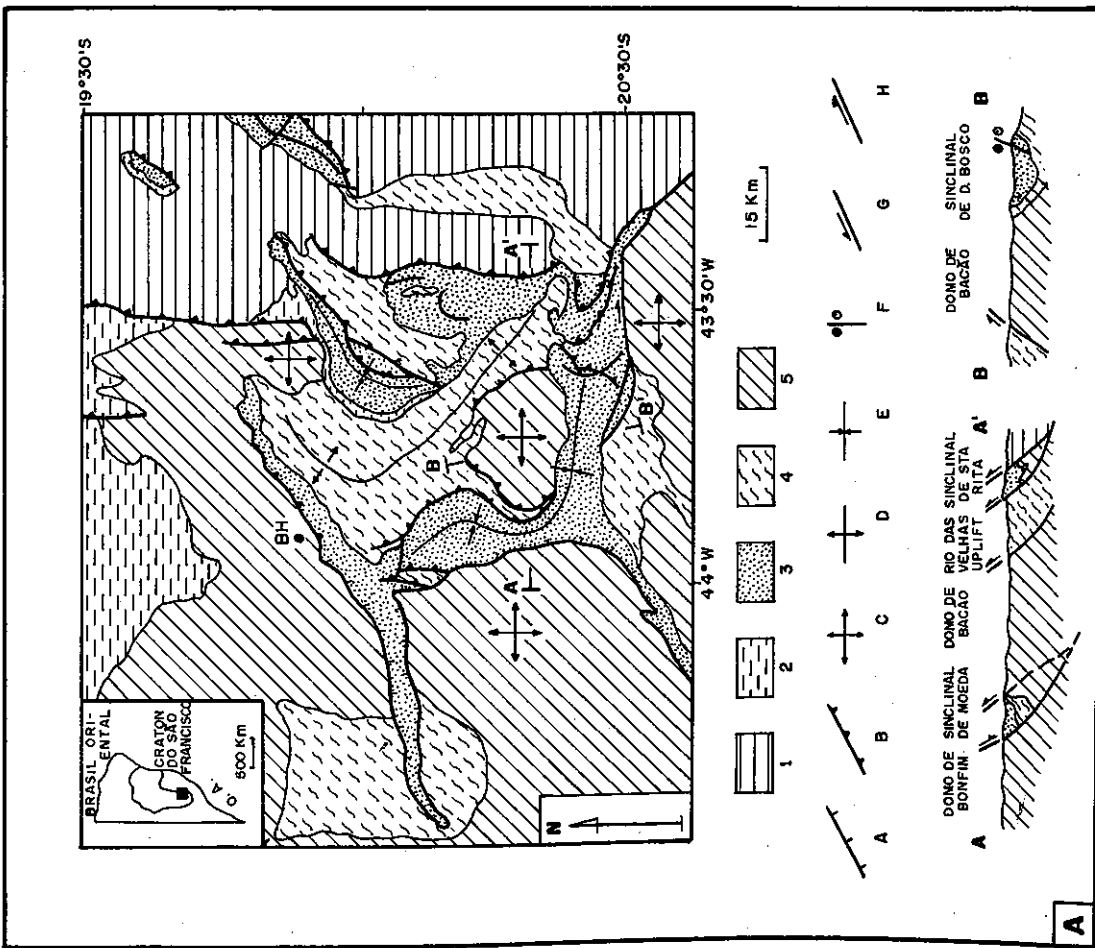
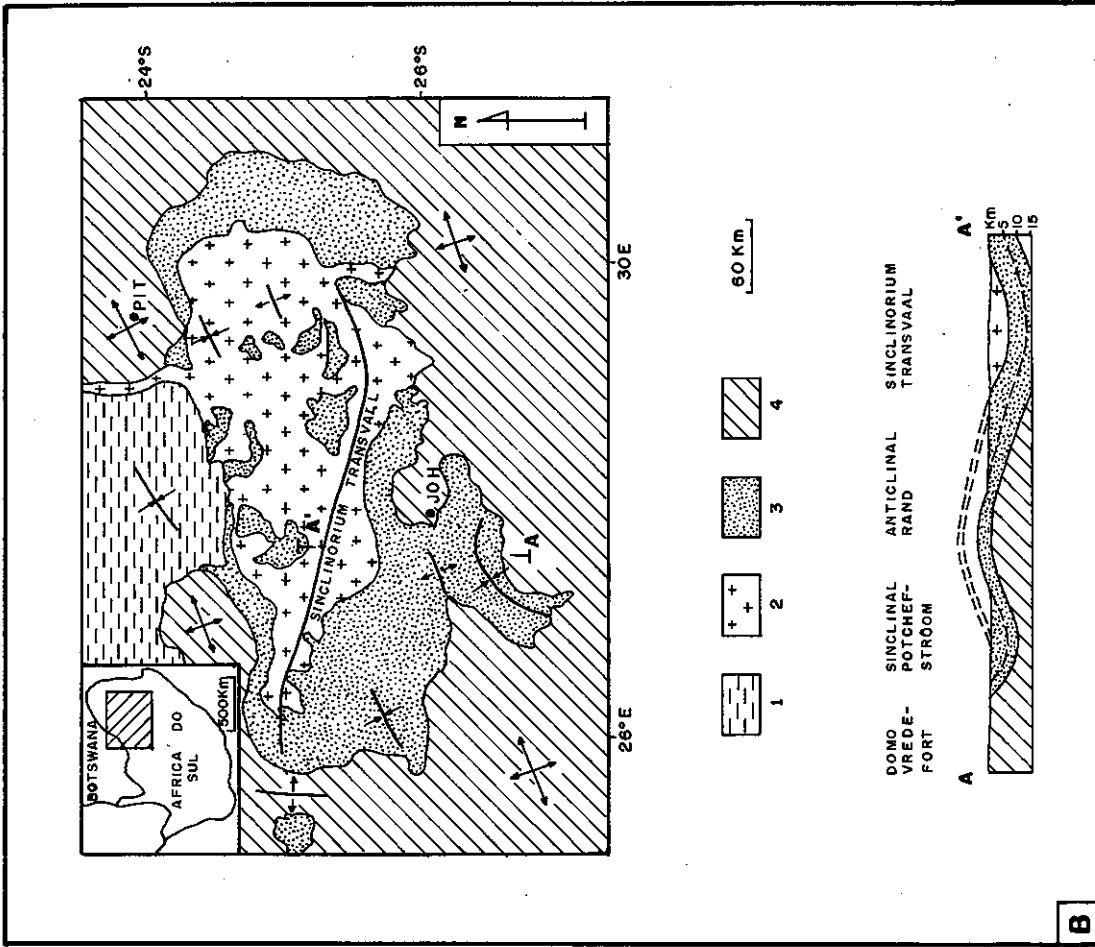
## LEGENDAS

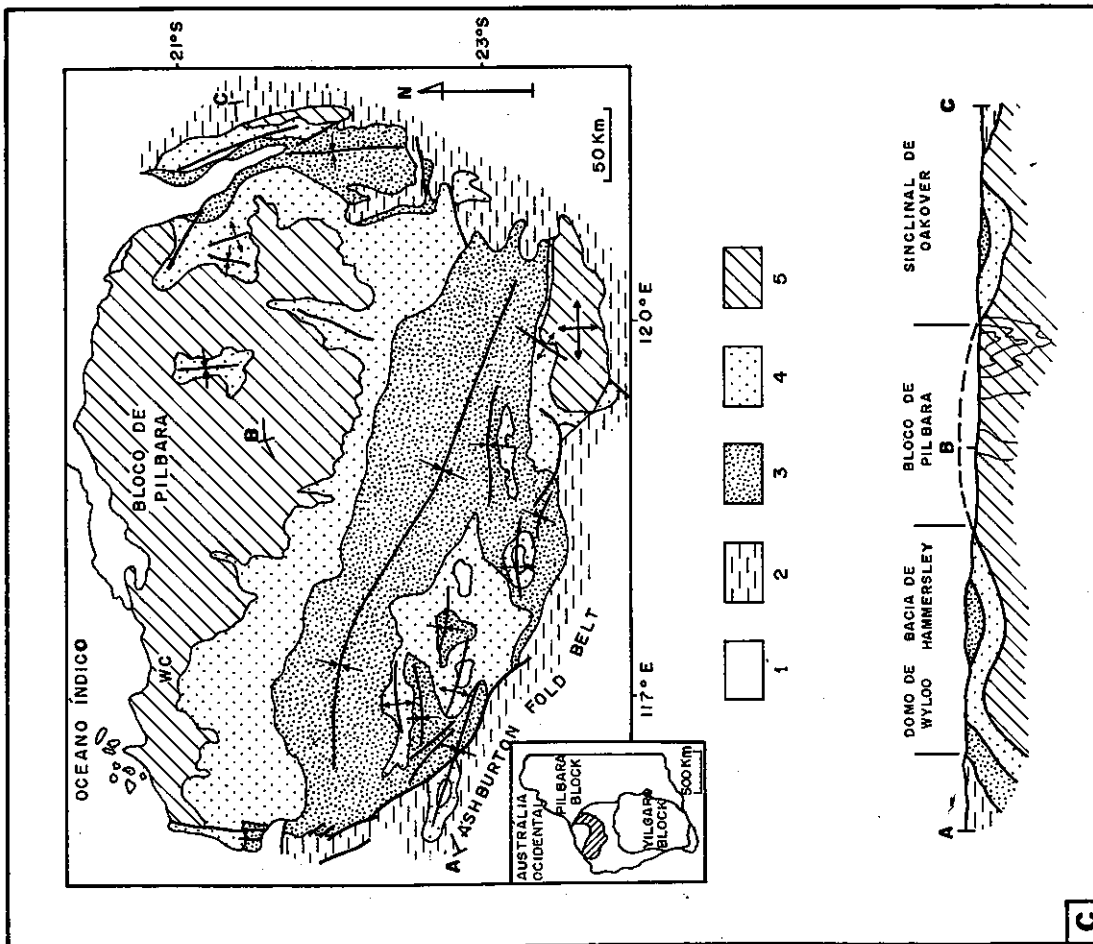
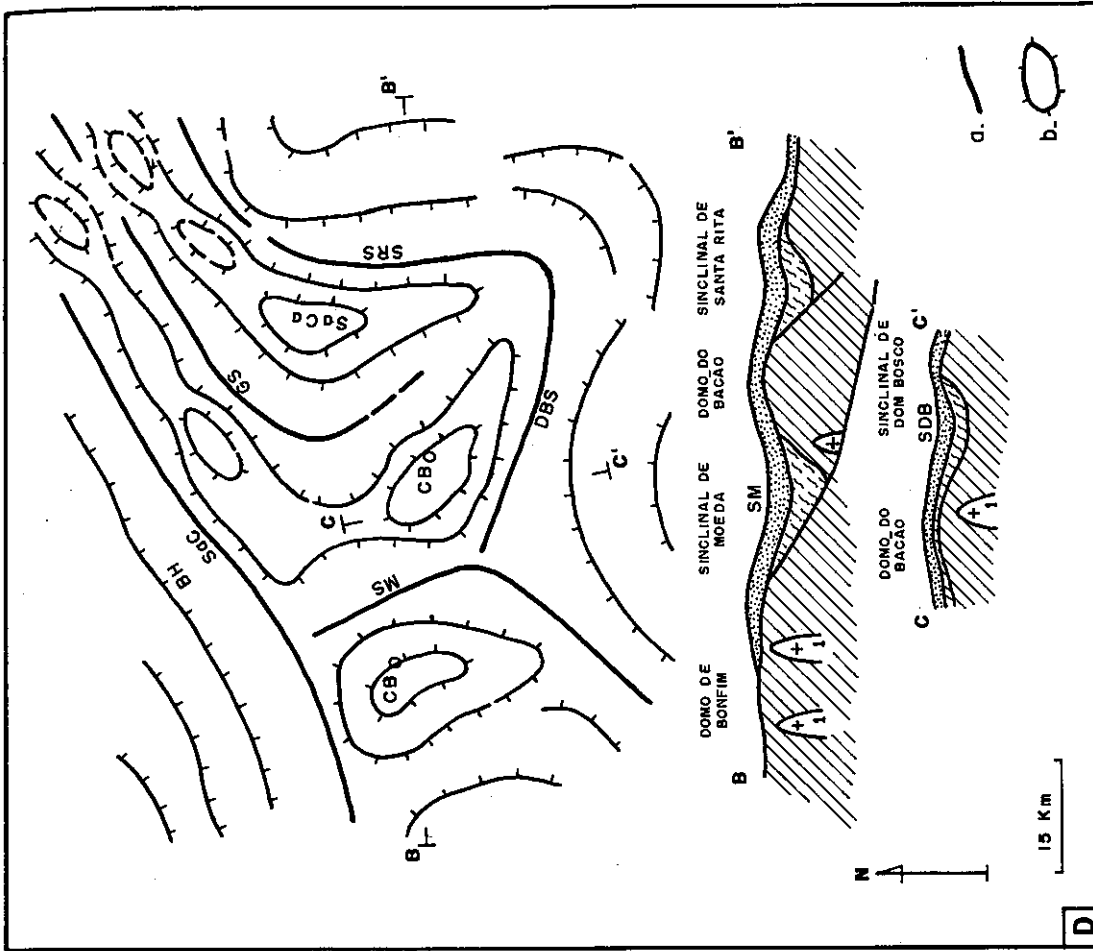
*Figura 1a - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Chemale Jr. et al. 1991). BH = Belo Horizonte; OP = Ouro Preto; 1 = terrenos granito-gnáissicos afetados pela deformação brasileira; 2 = Supergrupos Espinhaço e São Francisco; 3 = Supergrupo Minas (incluindo FFBS); 4 = Supergrupo Rio das Velhas; 5 = terrenos granito-gnáissicos predominantemente arqueanos.*

*Figura 1b - Mapa geológico da Bacia de Transvaal, África do Sul, adaptado de Beukes (1983) e Cheney & Twist (1991). PIT = Pietersburg; JOH = Johannesburg; 1 = Grupo Waterberg (< 1.8 b.a.); 2 = Complexo Bushveld; 3 = Supergrupo Transvaal (incluindo as FFBS); 4 = terrenos granito-grenstones e granito-gnáissicos arqueanos.*

*Figura 1c - Mapa geológico do Bloco de Pilbara mostrando a Bacia de Hamersley (segundo Trendall, 1983). LKR = Lookout Rocks; MAR = Marble Bar; WC = Whim Creek; WIT = Witenoon; 1 = coberturas fanerozóicas; 2 = unidades proterozóicas mais jovens que 1.8 b.a.; 3 = grupos Hamersley e Turee Creek (incluindo as FFBS); 4 = Grupo Fortescue (topo da seqüência formado a 2.7 b. a. atrás); 5 = terrenos granito-greenstones arqueanos.*

*Figura 1d - Mapa palinspástico do QF ilustrando a Bacia Minas logo após o evento regional extensional (em torno de 2.0 b.a.) (modificado de Chemale Jr. et al., 1991). a = bacias ou sinclinais regionais; b = estruturas dômicas; cruces representam granitos com 2.0 b.a..*





# ARQUITETURA TECTONO-METAMÓRFICA DO SETOR CENTRAL DA FAIXA ARAÇUAÍ E SUAS RELAÇÕES COM O COMPLEXO GUANHÃES

**ANTÔNIO CARLOS PEDROSA SOARES** - CPMTC/IGC/UFMG

**FRANCISCUS JACOBUS BAARS** - DOUTORANDO, DEPT. OF GEOL. SCIE. UNIV. OF CAPE TOWN / ÁFRICA DO SUL

**LYDIA MARIA LOBATO** - CPMTC/IGC/UFMG

**MARIA CRISTINA VAZ MAGNI** - BIC, PROC. 800.090/86-1- CPMTC/IGC/UFMG

**LEONARDO FIGUEIREDO DE FARIA** - BIC, PROC. 800.090/86-1, CPMTC/IGC/UFMG

AUXÍLIOS FINANCEIROS DO CNPQ E FAPEMIG

## INTRODUÇÃO

O Grupo Macaúbas, no setor central da Faixa Araçuaí, a leste do Supergrupo Espinhaço, é constituído essencialmente por metassedimentos pelíticos e psamíticos, com termos conglomeráticos subordinados (vide subdivisão lito-estratigráfica e ambientes de sedimentação em Pedrosa-Soares *et al.*, 1992 e Noce *et al.*, 1993). Descrições anteriores dos elementos estruturais e metamorfismo deste setor da faixa podem ser encontradas em Pedrosa-Soares (1984, 1989), Monteiro (1986), Costa (1989), Pedrosa-Soares & Saadi (1989), Pedrosa-Soares *et al.* (1990, 1992) e Uhlein *et al.* (1990).

Além de volumoso acervo de dados estruturais obtidos no campo, foi realizada minuciosa análise de fotolineamentos em imagens TM-LANDSAT, escala 1:100.000 (Pedrosa-Soares, em prep.). Esta análise fundamentou-se na discriminação, embasada nos dados de campo, dos *trends* de fotolineamentos correspondentes a cada um dos elementos estruturais planares de expressão regional. Estes elementos são os seguintes (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992):

- Uma xistosidade principal (Sp), em geral paralela a sub-paralela ao acamamento, que contém a lineação regional (Lp), dada por estiramento mineral ou de seixos, ou por recristalização linear de minerais metamórficos. A xistosidade Sp manifesta-se, em zonas de alta magnitude de deformação; como foliação milonítica. Pedrosa-Soares *et al.* (1992) destacam que o par Sp/Lp é o guia estrutural regional que marca, flagrantemente, a estruturação da Faixa Araçuaí durante sua etapa de deformação dúctil. A Figura 1 apresenta os *trends* dados pelos fotolineamentos da xistosidade principal (Sp) na região aqui enfocada.

- Representando uma etapa de deformação dúctil-rúptil, superposta à xistosidade principal, encontra-se uma clivagem de crenulação cujo desenvolvimento varia, significativamente, nos diversos domínios estruturais, como será descrito adiante.

- Duas clivagens de fratura, de alto ângulo de mergulho, com direções variáveis nos quadrantes NW

e NE, completam o acervo principal de estruturas planares e representam as últimas manifestações deformacionais brasileiras, cortando em regime rúptil, todas as superfícies anteriormente descritas.

## DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Na Figura 1, sobre a base dada pelos fotolineamentos da xistosidade principal, representam-se os domínios estruturais sugeridos pelo comportamento (*trends*, mergulhos) de Sp e suas relações com a lineação de estiramento/mineral (Lp) contida nesta foliação. As áreas sem fotolineamentos denunciam a presença de chapadões e baixadas extensas.

Na descrição abaixo, os mergulhos de Sp e obliquidades (*rakes*) de Lp são divididos em baixos (0°-30°), médios (30°-60°) e altos (60°-90°). Obliquidade máxima refere-se à lineação *downdip* e obliquidade nula significa lineação horizontal. O termo *trend* é usado para a orientação preferencial dos fotolineamentos de Sp.

## DOMÍNIO POSSES (DP)

Este domínio é caracterizado por *trend* estrutural NNE-N, com Sp apresentando mergulhos baixos (dominantes) a médios, para E. A lineação (Lp) mostra obliquidades máximas a altas. A clivagem de crenulação, em geral bem desenvolvida, tem direções em torno de N, com mergulhos variáveis, para E ou W, em função do intenso dobramento de eixos N-S registrado neste domínio. O DP é interpretado como um sistema de rampas de cavalgamento frontais, com rampas oblíquas subordinadas. Indicadores cinemáticos relacionados a Sp e Lp evidenciam transporte tectônico no sentido geral W.

## DOMÍNIO SANTANA - BAIXO RIO VACARIA (DSBV)

É caracterizado por *trend* estrutural NNE, com variações locais, mas expressivas, a NNW. Em geral, Sp apresenta mergulhos baixos (dominantes) a médios. A lineação Lp tem obliquidade alta a média sendo, raramente, *downdip*. As intrusões graníticas

no extremo oriental do domínio causaram fortes variações nas atitudes de Sp. A clivagem de crenulação é menos desenvolvida que no DP e mergulha, em geral, para NE. Este domínio é marcado por sistemas de rampas oblíquas dominantes, nos quais o transporte de massa é variável nos sentidos NW a SW. A área do Córrego Santana (noroeste de Virgem da Lapa) destaca-se por apresentar amplas zonas de cisalhamento dúcteis de mergulhos muito baixos a nulo (neste caso caracterizáveis como patamares estruturais, *thrust flats*). Nesta área, a obliquidade de Lp é média a alta, raramente máxima.

#### DOMÍNIO ARAÇUAÍ-MINAS NOVAS (DAMN)

Este domínio difere, nitidamente, de todos os demais assinalados na Figura 1. É caracterizado pela dupla vergência, reversa e centrífuga, da xistosidade Sp que apresenta mergulhos altos a médios, a SE ou NW. O domínio é subdividido, aproximadamente, pela linha que une Araçuaí a Minas Novas. A oeste desta linha, os mergulhos têm sentido dominante para SE, enquanto na porção oriental do domínio são mais comuns os mergulhos para NW. Ao longo da faixa central do domínio Sp tende a ser vertical. Desta forma, Sp (que é paralela a sub-paralela ao acamamento) descreve um leque que, em seu interior, apresenta leques menores subordinados. As rochas que aí afloram são quartzo-mica xistos bandados, extremamente monótonos, com esparsas intercalações de metaconglomerados e de rochas cálcio-silicáticas, da Formação Salinas. A lineação Lp tem, em geral, obliquidade média a baixa. Obliquidade nula é mais significativa na faixa central. A obliquidade máxima, rara no conjunto, aparece com alguma frequência nas bordas noroeste e sudeste do domínio. A clivagem de crenulação, bem como dobras, são extremamente raras. As poucas dobras observadas em afloramento têm eixos de médio a alto caimento e Sp como xistosidade plano-axial. O DAMN foi interpretado por Pedrosa-Soares *et al.* (1992) como uma estrutura-em-flor (conforme conceituado por Ramsey & Huber, 1987, p. 528). Os indicadores cinemáticos evidenciam que a componente direcional do transporte tectônico é dextral. É interessante observar que grande parte dos granitos intrusivos tardi-tectônicos alojaram-se na terminação nordeste deste domínio, provavelmente em espaços transtensivos.

#### DOMÍNIO RIBEIRÃO DA FOLHA (DRF)

Este domínio assemelha-se em muitas feições ao DSBV, mas seu *trend* de fotolineamentos orienta-se a NE. É caracterizado por mergulho de Sp geralmente baixo a nulo e por obliquidade média a alta da lineação Lp (localmente *downdip*). A clivagem de crenulação, onde aparece, mergulha predominantemente no sentido SE. Granitos intrusivos tardi-tectônicos causaram perturbação acentuada nas encaixantes, influenciando fortemente na orientação das estruturas. O DRF pode ser interpretado como um sistema de rampas oblíquas de baixo ângulo e *thrust flats* subordinados. Os indicadores cinemáticos indicam transporte de massa no sentido geral W.

#### DOMÍNIO BAIXO ITAMARANDIBA (DBI)

Aqui, os fotolineamentos de Sp descrevem um arco com concavidade voltada para NE. Os mergulhos de Sp são baixos a médios, predominando os sentidos no semi-círculo E. O número significativo de mergulhos para SW e NW, ao longo do limite ocidental deste domínio, sugere dobramento vergente para W, com eixo encurvado paralelamente ao falhamento de empurrão que marca este limite, (Fig. 1). A direção da lineação Lp tende a girar juntamente com a da xistosidade Sp. Na porção central do domínio, Lp mostra, com mais frequência, obliquidades altas a máxima, estando também presentes valores médios a nulo. Na porção sudeste (e provavelmente, na porção noroeste), Lp apresenta obliquidades médias a nula, dominantes. A clivagem de crenulação, bem desenvolvida no DBI, comumente mergulha para W. Este domínio pode ser caracterizado como um sistema complexo de rampas frontais a oblíquas, estas concentradas na porção sudeste (e provavelmente, na noroeste). O transporte tectônico, relacionado a Sp, tem sentido SW a WSW.

#### DOMÍNIO CAPELINHA (DC)

Representa a zona limítrofe entre o Grupo Macaúbas e o Complexo Guanhões. Em quase toda a sua extensão, o *trend* de Sp é nitidamente E-W, passando a NE em ambas as extremidades do domínio (Fig. 1). Os mergulhos de Sp são predominantemente altos a médios, com sentido NNW a NNE. Mergulhos para SE ocorrem na porção leste do domínio. Sp é, em geral, uma foliação milonítica, caracterizando o domínio e sua continuidade com o DBI. Esta foliação mostra-se redobrada, segundo dobras macro- a megascópicas com planos axiais mergulhando para W-NW e vergentes para W. Estas dobras imprimem, em Sp e no contato Macaúbas/Guanhões, um traço *en échelon* escalonado no sentido WSW. A obliquidade de Lp é marcadamente baixa a nula, nos planos Sp com direção E-W, evidenciando forte componente direcional. A clivagem de crenulação, relativamente menos desenvolvida que em DBI, tem mergulhos em geral altos para W-NW. Este domínio é interpretado como um sistema de rampas laterais e oblíquas, de médio ângulo de mergulho, com zonas transcorrentes subordinadas. Os indicadores cinemáticos evidenciam deslocamento dextral dominante.

#### ARQUITETURA E CINEMÁTICA RELACIONADAS AO REGIME DÚCTIL

O arranjo entre os domínios estruturais na Figura 1 e a análise das relações entre Sp e Lp, evidenciam que a borda oeste do setor central da Faixa Araçuaí (DP e parte do DBI) é caracterizada por transporte tectônico em rampas de empurrão frontais. O sentido deste transporte é variável desde WNW no DP, a SW no DBI.

Este último domínio tem continuidade, em termos de Sp e Lp, com o DC, através de uma diminuição persistente das obliquidades de Lp, acompanhada do aumento do mergulho de Sp, concomitante ao giro

desta foliação segundo o *trend* de NW-SE a E-W. Salienta-se que Sp comporta-se como foliação milonítica, em zonas de cisalhamento dextrais, em grande parte do DC e porção sudeste do DBI.

Por sua vez, o DSBV e o DAMN configuram uma muita provável estrutura-em-flor positiva, assimétrica, com aba noroeste, mergulhante para SE, no DSBV. Nas extremidades meridionais do DP e DSBV, a xistosidade tende a paralelizar-se com a do DAMN. Desta forma, sugere-se que o DP e DSBV sejam os compartimentos frontais resultantes de uma cinemática, com forte componente transpressiva, focada no DAMN. Este último domínio mostra continuidade, em termos do comportamento de Sp e Lp, com a porção noroeste do DBI.

As relações acima descritas, em conjunto com os dados cinemáticos, indicam transporte de massa de NE para SW no DAMN e na porção noroeste do DBI. Esse transporte tem terminação, com sentido modificado para SE-E, na porção sudeste do DBI e no DC.

A estruturação no DC representa acomodação rotacional, sinistral, da transpressão focada em DAMN, conforme indicado pelas componentes transcorrentes dextrais neste domínio e entre o DBI e DC.

Esta rotação manifesta-se na zona limítrofe entre o Grupo Macaúbas e o Complexo Guanhães. As estruturas desta zona de contato encontram-se impressas tanto nas rochas neoproterozóicas, do Grupo Macaúbas, quanto nas rochas mais antigas do Complexo Guanhães (incluindo a sequência da Serra Negra). Desta forma, a foliação milonítica com direção E-W e mergulho para N ou NW, associada à lineação de estiramento sub-horizontal, no Complexo Guanhães, pode ser atribuída ao Evento Brasileiro. No extremo oeste da Serra Negra, Dossin & Charvet (1993) reconhecem foliação de direção E-W, associada a uma lineação de estiramento N-S, que relacionam a cavalgamento no sentido S, durante o Evento Transamazônico.

O DRF, por sua vez, representa transporte de massa oblíquo, de baixo mergulho, para W. Este domínio pode ser interpretado como espessa lasca, contendo remanescentes de litosfera oceânica (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1993), cujo alojamento tectônico sucedeu, no *continuum* do mesmo evento, a estruturação dos demais domínios aqui apresentados. É possível que se trate de uma *nappe* ofiolítica; denominação que ainda carece de detalhe estrutural.

## DOMÍNIOS METAMÓRFICOS DA FORMAÇÃO SALINAS

A distribuição das paragêneses metamórficas identificadas na Formação Salinas permite a delimitação de domínios metamórficos, como apresentado na Fig. 2 (modificada de Pedrosa-Soares, 1989).

A análise do metamorfismo aborda, exclusivamente, os xistos típicos da Formação Salinas, cuja composição essencial, muito monótona

em quase toda a extensão desta unidade, é quartzo+biotita+muscovita±oligoclásio/andesina.

O Domínio Estrutural Santana-Baixo Rio Vacaria (DSBV, Fig. 1) compreende dois domínios metamórficos (Fig. 2): cianita+estaurolita (ky+ st) a oeste, e sillimanita+estaurolita (sil+st) a leste.

O Domínio Araçuaí-Minas Novas (DAMN, Fig. 1) coincide com um domínio metamórfico caracterizado pela paragênese biotita±granada±estaurolita, que se estende pela porção noroeste do Domínio Baixo Itamarandiba (DBI, Fig. 1). A estaurolita, rara em quase todo o DAMN, é mais frequente em sua porção nordeste. As porções sudeste do DAMN e DBI são marcadas por paragêneses a cianita e estaurolita.

A paragênese (ky+st) prossegue no sentido sudoeste, adentrando o Domínio Capelinha (DC, Fig. 1). Na porção oriental deste domínio estrutural, esta paragênese dá lugar a sillimanita+estaurolita.

O Domínio Estrutural Ribeirão da Folha (DRF, Fig. 1) mostra, a exemplo do DSBV, paragêneses a cianita+estaurolita, a oeste, e sillimanita+ estaurolita, a leste. A passagem de um a outro destes domínios metamórficos (ky+st → sil+st) se faz, no DRF, através de uma estreita faixa, onde cianita e sillimanita convivem na mesma paragênese.

A leste de Araçuaí, praticamente fora da Figura 1, começam a ocorrer as paragêneses de baixa pressão/alta temperatura, tipo andaluzita-sillimanita, descritas por Costa (1989).

As principais características petrográficas e cinemáticas, com relação a Sp e Lp, dos minerais indicadores acima referidos, são as seguintes:

**Biotita** - É o principal constituinte da xistosidade principal Sp, na qual cresce, via de regra, fortemente lineada, juntamente com moscovita, segundo Lp. Porfiroblastos pós-Sp associam-se à clivagem de crenulação.

**Granada** - Em geral, trata-se de termo rico na molécula da almandina (Pedrosa-Soares, em prep.), cujas relações com Sp variam de pré- a pós-cinemáticas. Xistos do DAMN mostram nucleação de granada a partir de aglomerados de palhetas de biotita. Este filossilicato e a granada ocorrem, quase invariavelmente, nos xistos de todos os domínios da Figura 2.

**Estaurolita** - É muito frequente onde ocorre cianita e nas porções ocidentais dos domínios metamórficos com sillimanita. A estaurolita raramente obedece à lineação mineral, mas há uma geração sin-cinemática, contornada por Sp, que é formada a partir de biotita.

**Cianita** - Uma geração deste mineral orienta-se, marcadamente, segundo a lineação Lp. Outras gerações aparecem como porfiroblastos paralelos à Sp, ou como agregados em rosetas pós-cinemáticas. Cianita, muitas vezes orientada segundo Lp, ocorre em placas sin-cinemáticas de quartzo. Desenvolve-se, principalmente, a partir da desidratação das micas. A cianita marca a base de expressivas zonas de cisalhamento dúcteis, onde são abundantes as venulações de quartzo e onde o quartzo-mica xisto



passa, no sentido do topo, para xistos fortemente hidrotermalizados (por ex., Ribeirão da Folha).

**Sillimanita** - Cristaliza-se como fusos sin-cinemáticos de fibrolita, orientados na lineação mineral e/ou contornados pela xistosidade Sp. Recristaliza-se a partir de biotita ou de cianita. Os granitos intrusivos alojam-se nos domínios metamórficos com sillimanita sin-cinemática a Lp e constituem fontes térmicas que induzem o aparecimento de uma geração pós-cinemática deste mineral.

### CONTEXTO METAMÓRFICO

A Figura 2 mostra descontinuidades nas distribuições das paragêneses metamórficas, fugindo ao modelo barroviano clássico.

Reações tamponadas de desidratação de micas, (p. ex.: oligoclásio + biotita +  $H^+$  = estauroлита + quartzo +  $K^+$  +  $Ca^{2+}$  +  $Na^+$  +  $(Mg,Fe)^{2+}$  +  $H_2O$ ; muscovita +  $H^+$  = cianita + quartzo +  $K^+$  +  $H_2O$ ), são responsáveis pela formação de cianita+estauroлита. Essa paragênese, ocorrendo tanto a norte como a sul do DAMN, pode ser interpretada como resultante de sobre-espessamento tectônico nos domínios de rampas de cavalgamento frontais e oblíquas, o que facilitaria reações de desidratação, em condições de baixa atividade de água (vide, Kerrick, 1988) e/ou por aumento de temperatura.

A passagem de paragêneses com cianita para aquelas com sillimanita se dá por aumento de temperatura que, no caso, manifesta-se no sentido inverso à superposição lito-estratigráfica. Forte espessamento crustal é evidenciado por dados gravimétricos (Ussami & Sá, 1993) no setor distal da Faixa Araçuaí. Neste setor, alojam-se intrusões graníticas tardi-tectônicas, derivadas de fusão crustal (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992). A anomalia térmica daí inferida sustenta maiores índices termométricos ao longo deste setor. As paragêneses de baixa pressão/alta temperatura, sin-cinemáticas a Sp (Costa, 1989), que ocorrem no extremo nordeste do DAMN (fora da Figura 1), são outra evidência desta anomalia térmica. Além disso, no DRF ocorrem lascas de litosfera oceânica que podem ter influído, positivamente, no aumento de temperatura durante seu alojamento tectônico.

No DAMN (dentro dos limites da Figura 1) e norte do DBI não ocorrem paragêneses a cianita ou sillimanita. Isto pode ser resultado da estruturação com forte componente direcional, que minimizaria o efeito termobarométrico por espessamento tectônico. Paragêneses de baixa pressão/alta temperatura, como as referidas acima, ocorrem em ambientes tectônicos transtensivos, dentre outros (Robinson & Bevins, 1989). Como anteriormente referido, grande parte das intrusões graníticas, neste setor da Faixa Araçuaí, parecem ocupar espaços transtensivos no extremo nordeste do DAMN.

Desta forma, a distribuição dos domínios metamórficos, cotejada com a dos domínios estruturais, sugere expressivo controle do regime metamórfico pelo estilo estrutural dominante.

### CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Os dados e interpretações expostos permitem modelar um contexto geotectônico, em termos do edifício dinâmico da estruturação brasileira, na região estudada.

O quadro tectônico e metamórfico da porção centro-sul da Bacia Macaúbas e a cinemática sugerida para a deformação de suas sequências, envolvem três compartimentos paleogeográficos: o talude oriental do paleo-continente São Francisco (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992), o Complexo (ou micro-continente; Teixeira *et al.*, 1990) Guanhões e o setor da Bacia Macaúbas situado entre os dois primeiros compartimentos.

A interação desses três compartimentos teria condicionado a cinemática transpressiva, com componente rotacional sinistral, no contexto da colisão brasileira. Já o sistema de rampas frontais do DP evoluiria, normalmente, pelo transporte de massa rumo ao antepaís.

Os metassedimentos do DAMN, DBI e DC, e da porção oriental do DSBV (Fig. 1), constituem depósitos terrígenos, ao longo de sopé continental (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992), provenientes de oeste e talvez do sul.

O evento compressional, que deformou os depósitos do sopé continental, teria causado um entulhamento estrutural progressivo, em função do bloqueio contra o talude continental. Assim, seria nucleado o transporte de massa oblíquo no sentido SW, que é representado pela estrutura-em-flor do DAMN e sistema de rampas oblíquas do DSBV.

O contato E-W do Grupo Macaúbas com o Complexo Guanhões representaria o vestígio de obstrução a este transporte tectônico. Desta forma, a curva descrita pela xistosidade Sp, no DBI e DC, seria o registro da reação tectônica a uma restrição de espaço no acunhamento a oeste do DBI. Esta reação manifesta-se através de cisalhamento com forte componente direcional dextral, no DC e pelo padrão estrutural, *en échelon*, do contato entre o Grupo Macaúbas e o Complexo Guanhões. Este arranjo resulta no transporte de massa principal para E e subordinada a SE, contra o Complexo Guanhões.

Assim sendo, o confinamento estrutural pode ser interpretado como agente causador de uma rotação sinistral (em planta) do transporte de massa, na terminação sudoeste do DAMN. Necessariamente, a obstrução deste transporte resultaria na nucleação de dobramento tardio (sobre a foliação principal) com vergência geral para E, como atestado pelo marcante desenvolvimento da clivagem de crenulação no DBI.

### AGRADECIMENTOS

ACPS e FJB agradecem a Miguel Tupinambá Araújo (UERJ), Marcelo Vidigal Guimarães (Projeto Espinhaço) e ao Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière (UFMG), pelas profícuas discussões na formulação das hipóteses tectônicas. ACPS, MCVM e LFF agradecem ao Dr. Ronald Middleton (Geological Clinic Co.) pelo apoio em trabalhos de campo e ao

Prof. Issamu Endo pelo treinamento em laboratório de informática da UFOP.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa, A.G. (1989) Evolução petrológica para uma sequência de rochas metamórficas regionais do tipo baixa pressão na região de Itinga, NE de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.* 19 (4): 440-448.
- Dossin, I.A. & Charvet, J. (1993) Mise en évidence d'une tectonique ante-brasiliano dans la région de la Serra Negra, bordure SE du Craton São Francisco (Brésil). *Comptes Rendues Acad. Sciences, Paris*, 717. (no prelo).
- Kerrick, D.M. (1988) Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-bearing segregations in the Lepontine Alps, Switzerland: Aluminum mobility in metapelites. *Geology*, 16 (7): 636 - 640.
- Monteiro, R.L.B.P. (1986) As Mineralizações de Tungstênio no Médio Vale do Jequitinhonha, NE de Minas Gerais, Brasil. Diss. M.Sc., UnB. 235 p.
- Noce, C.M., Grossi Sad J.H., Pedrosa-Soares, A.C., Guimarães, M.L.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N.C. (1993) Lito-estratigrafia do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí, Minas Gerais. Submetido à Revista Geonomos (IGC/UFMG).
- Pedrosa-Soares, A.C. (1984) Metamorfismo, Granitogênese e Mineralizações Associadas na Região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais. Diss. M.Sc., UnB. 171 p.
- Pedrosa-Soares, A.C. (1989) Duplo regime metamórfico na Faixa Araçuaí: uma proposta. *Anais do 5º Simp. Geol. MG/SBG, Belo Horizonte*, p. 156-160.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Saadi, A. (1989) O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. *Anais do 5º Simp. Geol. MG/SBG, Belo Horizonte*, p. 161-165.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Monteiro, R.L.P.B., Mourão, M.A.A. & Lima, A.J. de (1990) A evolução monocíclica da Faixa Araçuaí no Médio Jequitinhonha: evidências estratigráficas, estruturais e metamórficas. *Bol. Resumos do 36º Congr. Bras. Geol., Natal*, p. 292.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.P.B. & Leonardos, O.H. (1992) Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)- West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sciences*, 6(1/2): 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C., Grossi Sad, J.H. & Vidal, P. (1993) Evidences of a constructive margin in the *Sanfranciscana* Plate (Araçuaí Belt, MG): a geochemical evaluation of metabasic rocks. *Anais 2º Simp. Craton São Francisco, SBG/BA, Salvador*, p. 131-133.
- Pedrosa-Soares, A.C. (em prep.) Tese de Doutorado, UnB.
- Ramsey, J.G. & Huber, M.I. (1987) *The Techniques of Modern Structural Geology*. v. 2, Folds and Fractures. Academic Press, London, 316 p.
- Robinson, D. & Bevins, R.E. (1989) Diasthermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues. *Earth Planet. Sci. Letters* 92: 81-88.
- Teixeira, W., Dossin, I.A., Dossin, T.M., Salvador, E.D., Siga Jr., O. & Sato, K. (1990) Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do sistema Espinhaço, região de Guanhães e Gouveia - MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. *Anais do 36º Congr. Bras. Geol., SBG, Natal*, v. 6, p. 2711-2722.
- Uhlein, A., Silva M.E. da, & Trompette, R. (1990) A Faixa de Dobramentos Araçuaí no Estado de Minas Gerais: uma cadeia monocíclica de idade brasileira. *Anais do 36º Congr. Bras. Geol., SBG, Natal*, v. 6, p. 2576-2588.
- Ussami, N. & Sá, N.C. (1993): Digital (10' x 10') gravity maps of the São Francisco Craton and marginal fold/thrust belts. *Anais 2º Simp. Craton São Francisco, SBG, Salvador*, p. 137-139

Fig.

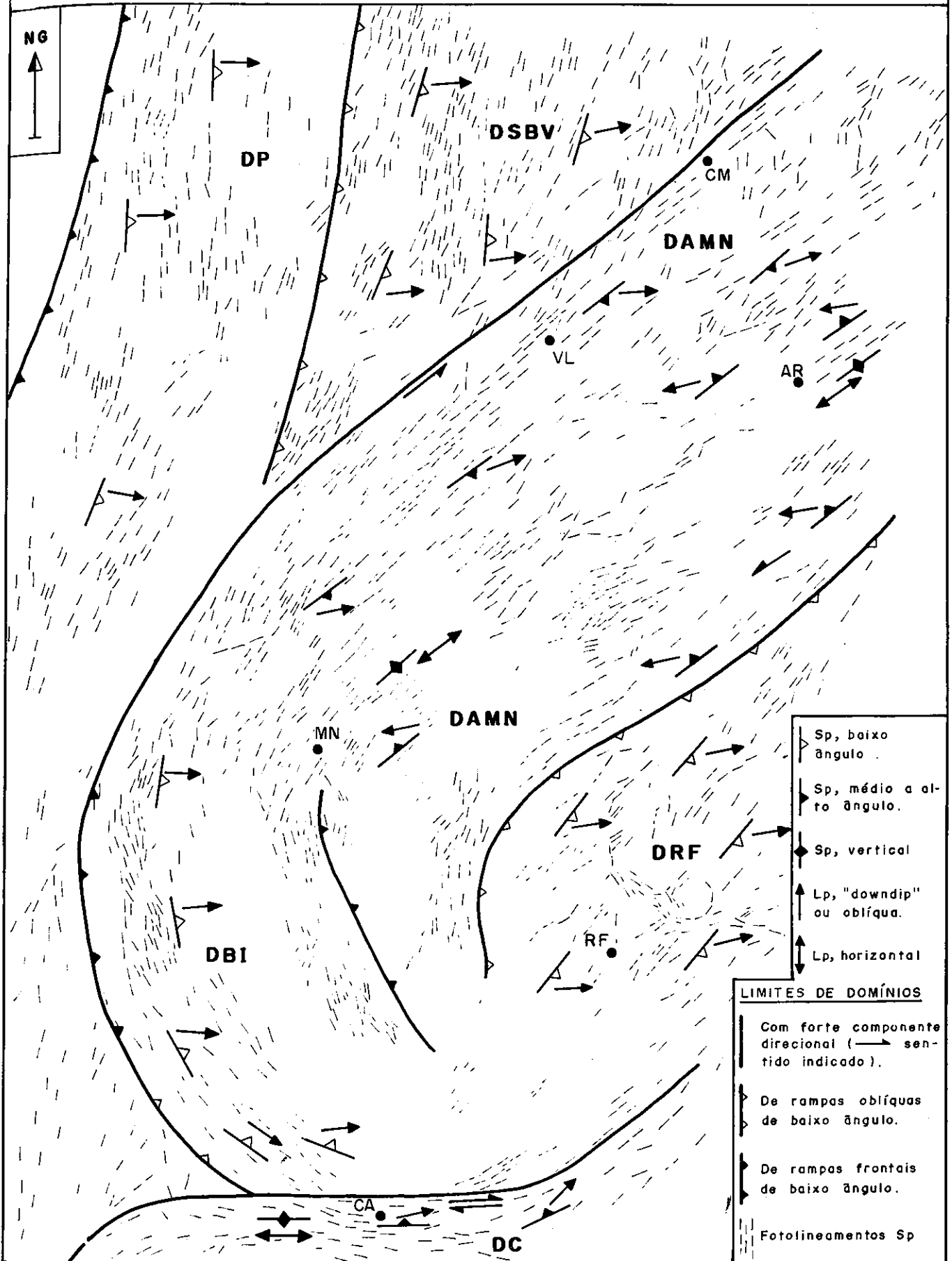
DP - I  
DBI -

NG



Fig. 1: Domínios Estruturais do Setor Central da Faixa Araçuaí, MG.

DP - Domínio Posses; DSBV - Domínio Santana - Baixo Vacaria; DAMN - Domínio Araçuaí - Minas Novas; DBI - Domínio Baixo Itamarandiba; DC - Domínio Capelinha; DRF - Domínio Ribeirão da Folha.

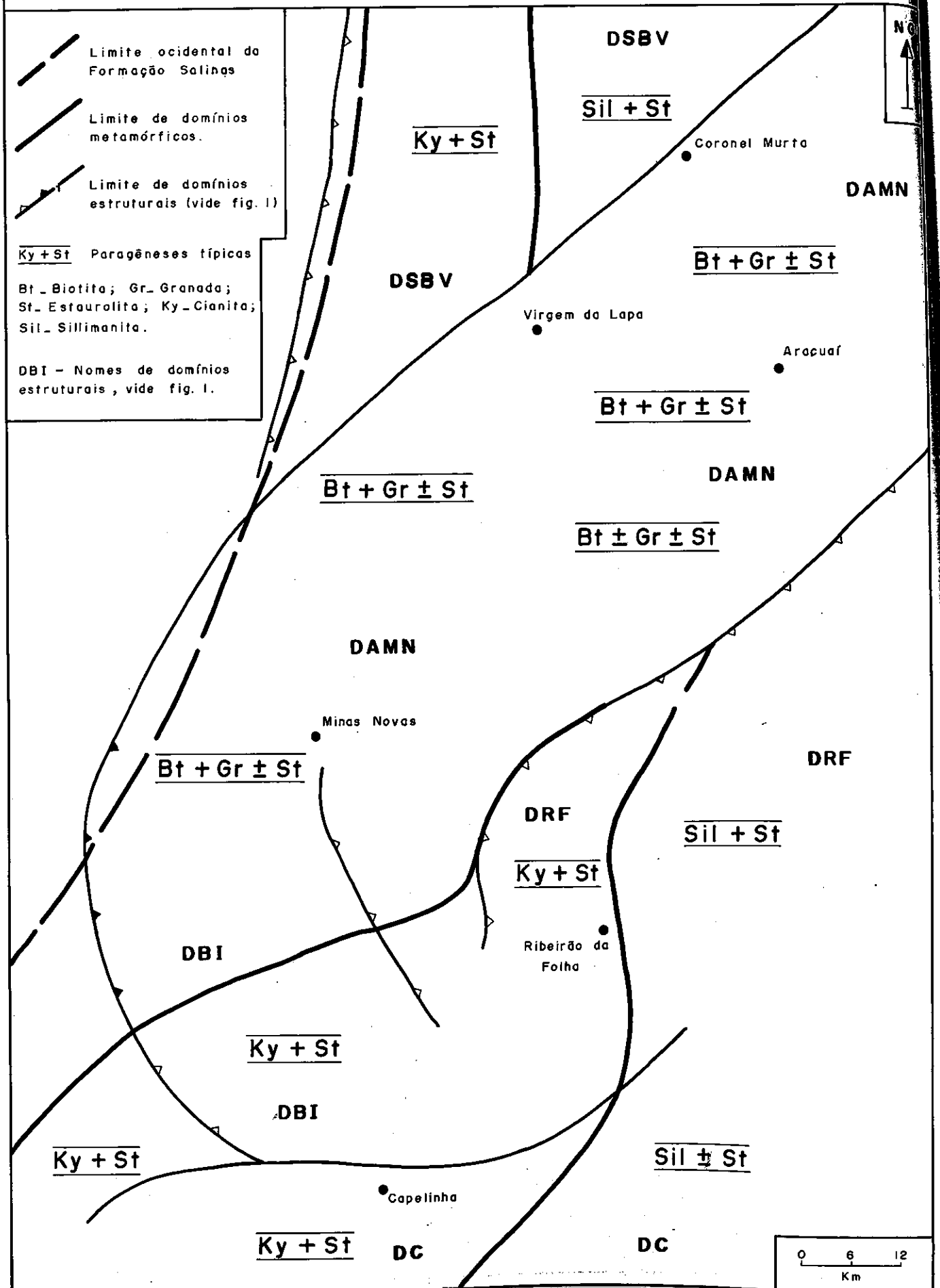


LOCALIDADES : CM - Coronel Murta ; VL - Virgem da Lapa ; AR - Araçuaí ; MN - Minas Novas ; CA - Capelinha ; RF - Ribeirão da Folha.

	Sp, baixo ângulo
	Sp, médio a alto ângulo.
	Sp, vertical
	Lp, "downdip" ou oblíqua.
	Lp, horizontal
<b>LIMITES DE DOMÍNIOS</b>	
	Com forte componente direcional (→ sentido indicado).
	De rampas oblíquas de baixo ângulo.
	De rampas frontais de baixo ângulo.
	Fotolineamentos Sp

0 6 12  
Km

Fig. 2 . Distribuição dos Domínios Metamórficos da Formação Salinas no Setor Central da Faixa Araçuaí, MG.



# AS PLACAS BRASILIANAS DO SUL E SUDESTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO CESAR - IG - USP - PESQUISADOR DO CNPQ

## INTRODUÇÃO

A aplicação dos conceitos da Teoria de Tectônica de Placas em regiões pré-silurianas do sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana tem levado, ao longo dos últimos quinze anos, a uma compartimentação mais apurada de seus terrenos e à necessidade de sua organização em placas, ultrapassando a clássica dicotomia cráton x cinturão móvel. Neste sentido, considerando as diversas associações petrotectônicas identificadas e inferidas para estas regiões, tais como arcos magmáticos, suturas ofiolíticas, bacias orogênicas, mênages tectônicas, cunhas miogeoclinais, etc., associadas aos recentes estudos de sentido de transporte tectônico e aos dados geocronológicos, geoquímicos e gravimétricos acessíveis, sugerimos, no presente artigo, um modelo preliminar para esta organização, esquematicamente representado na Fig.1. Por outro lado, a falta de continuidade física entre os terrenos considerados devido à ampla cobertura das bacias do Paraná, Chaco-Pampeana e costeiras, e a percepção de marcantes distinções paleogeográficas, radiométricas e estruturais entre estes terrenos, têm dificultado o entendimento desta organização, levando-nos a especular a existência de zonas de suturas NE-SW e de falhas transformantes dextrais de direção NW-SE encobertas por estas bacias, conforme indicado na Fig.1. Apesar de altamente especulativa, a sugestão destas estruturas não aflorantes permite organizar de forma coerente os terrenos expostos nestas áreas de escudos.

## AS PLACAS, SEUS LIMITES E PRINCIPAIS PALEOGEOGRAFIAS

De acordo com o modelo da Fig.1, os terrenos pré-silurianos expostos no sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana podem representar uma complexa aglutinação colisional oblíqua, cujas zonas de suturas foram em longos trachos transpostas por faixas de cisalhamento transpressivo, justapondo segmentos das seguintes placas: (1) Placas Sanfranciscana, (2) Placa Paraná, (3) Placa Ribeira, (4) Placa Luis Alves, (5) Placa Rio de La Plata, (6) Placa Piratini, (7) Placa Rio Vacacaí e (8) Placa Pampeana, sendo o conjunto aflorante ao longo da costa atlântica subductado pela Placa Congo, possivelmente exposta na região de Cabo Frio, RJ (cf. Fonseca *et al.*, 1979; Zimbres *et al.*, 1990).

A Placa Sanfranciscana, parcialmente delimitada por Alkmim *et al.* (1993), é marginada por unidades que constituíram - ou evoluíram para - margens

continentais passivas (*vide, p.e.*, Andreis *et al.* 1989; Ulhein 1991; Ulhein *et al.* 1992; Dominguez 1993; Fuck *et al.* 1993; Paciullo *et al.* 1993), posteriormente estruturadas como *fold and thrust belts* durante os eventos colisionais brasileiros (Hergesell & Pflug 1985; Fuck *et al.* 1993), não possuindo evidências de que tenha sido afetada por B-subducção de outra placa. Por outro lado, na região esquematizada na Fig.1, diversos elementos têm sugerido sua subducção sob os terrenos circunvizinhos, aqui entendidos como partes da Placa Paraná, redefinição do *Bloco Paraná* (Haralyi & Hasui 1982; Soares 1988), incluindo a *Placa Superior* (Soares *et al.* 1990), a *Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé* (Campos Neto *et al.* 1984, 1990), o *Domínio Tectônico Juiz de Fora* (Heilbrom *et al.* 1993; Machado & Endo 1993) e seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Araxá (Fuck *et al.* 1993).

A zona de sutura entre estas placas, registrando em superfície o que dados gravimétricos têm indicado em profundidade (Haralyi & Hasui 1982), é marcada por diversos corpos máfico-ultramáficos, alguns definidos como ofiolitos, tanto no limite sul (*vide, p.e.*, Soares *et al.* 1990; Gonçalves & Figueiredo 1992; Roig & Schrank 1992), como sudoeste (*vide, p.e.*, Drake Jr. 1980; Strieder & Nilson 1992; Fuck *et al.* 1993; Alkmim *et al.* 1993).

Reflexos de B-subducção da Placa Sanfranciscana sob a Placa Paraná manifesta-se nessa com a instalação de arcos magmáticos tanto em sua borda norte (*e.g.* Arco Arenópolis, ~900 Ma, e Arco Jaupaci, ~764 Ma, de Goiás; Pimentel & Fuck, 1992) quanto nordeste (*e.g.*, plutonismo calci-alcalino de Bragança Paulista, com idade U-Pb em zircão de 650 Ma, *c.f.* Campos Neto, 1991).

A sudeste, a Placa Paraná ocorre subductada sob a Placa Ribeira, gerando um importante plutonismo calci-alcalino expandido na borda noroeste desta, associado, na fase colisional, a plútons peraluminosos, tipo S (*vide, p.e.*, Wernick, 1990; Janasi *et al.*, 1990). Destacam-se, nesta borda, os Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, onde recentes estudos geoquímicos e geocronológicos têm caracterizado seu magmatismo calci-alcalino cordilherano e suas idades Rb-Sr decrescentes de NW para SE, de  $735 \pm 38$  Ma no Batólito Cunhaporanga a  $658 \pm 49$  Ma no Batólito Três Córregos, acompanhados pelo aumento da razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Ri) de 0,7071 a 0,7098, respectivamente (Reis Neto & Cordani, 1993), indicando o mergulho da antiga zona de subducção de NW para SE.

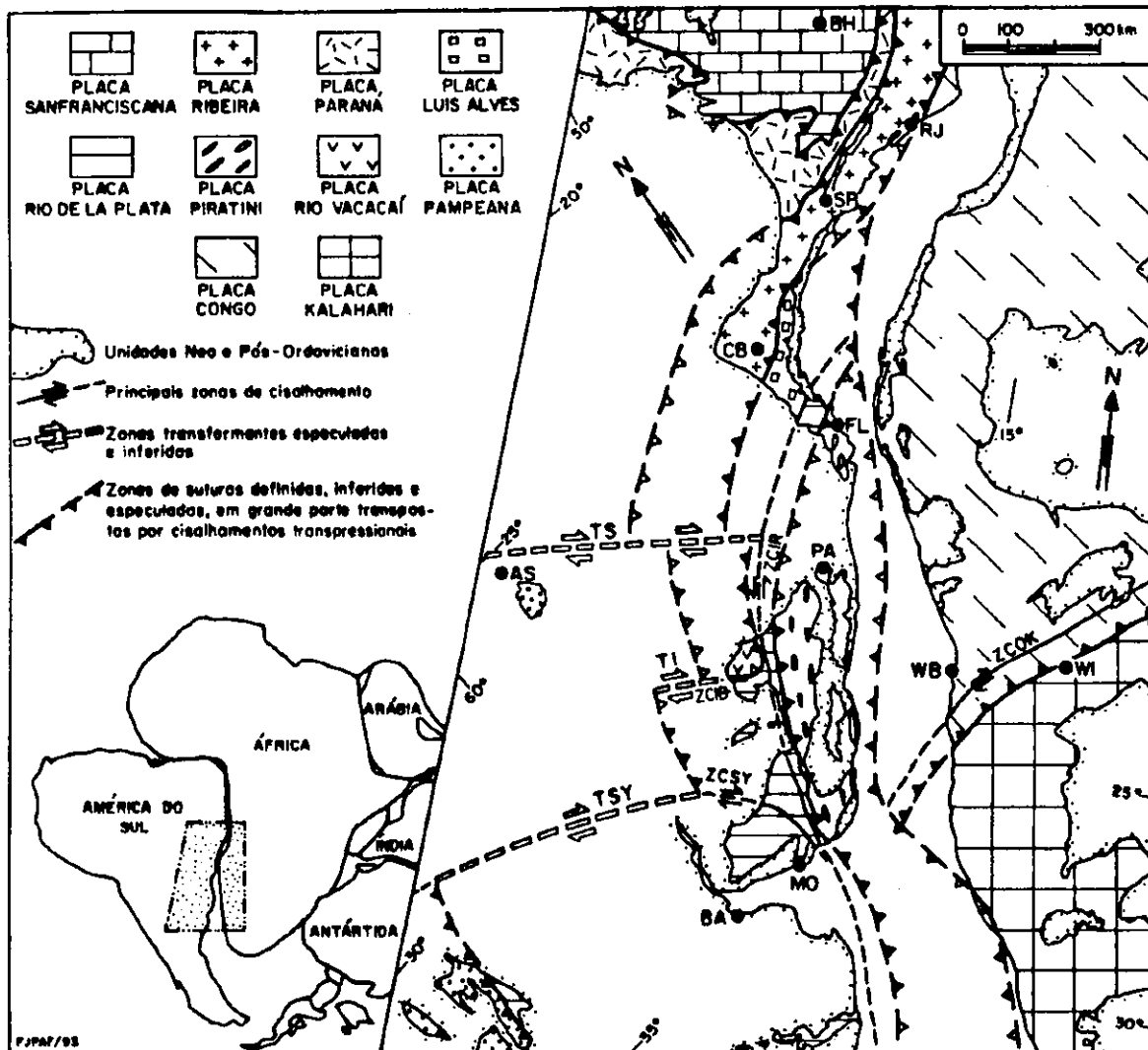


Fig. 1: Modelo hipotético sobre a estruturação Brasileira/Pan-Africana do Sudoeste do Gondwana. Cidades: WB - Walvis Bay, WI - Windhoek, BH - Belo Horizonte, RJ - Rio de Janeiro, SP - São Paulo, CB - Curitiba, FL - Florianópolis, PA - Porto Alegre, MO - Montevidéo, BA - Buenos Aires, AS - Assunção. Zonas Transformantes: TS - Transformante Setentrional, TI - Transformante Ibaré, TSY - Transformante Sarandi del Yi. Zonas de Cisalhamento: ZCOK - Zona de Cisalhamento Okahandja, ZCIR - Zona de Cisalhamento Irapuá, ZCIB - Zona de Cisalhamento Ibaré, ZCSY - Zona de Cisalhamento Sarandi del Yi.

Na outra borda da **Placa Ribeira**, a situação é análoga porém inversa, apontando que a zona de subducção responsável por seu plutonismo cordilherano mergulhava de SE para NW (*vide, p.e., Machiavelli 1991; Demange et al. 1991; Campos Neto 1991; Figueiredo & Campos Neto 1993; Machado & Demange 1993*), durante a evolução da *Orogenia Rio Doce* (Campos Neto, 1991). Na parte setentrional desta borda (região costeira do ES), Figueiredo & Campos Neto (1993) caracterizaram o *Arco Magmático Rio Doce* com plutonismo calci-alcalino cordilherano desenvolvido entre 590-530 Ma e seguido por granitos colisionais peraluminosos há 560-570 Ma, química e cronologicamente similares aos da região costeira do RJ (Demange *et al.*, 1991; Machado e Demange, 1993). No extremo sul desta borda (SC-PR), junto ao limite com a **Placa Luis Alves** (*Microplaca Luis Alves*; Basei *et al.*, 1992), Machiavelli (1991) descreveu um arco magmático calci-alcalino com idades Rb-Sr em torno de 600 Ma e *Ri* de 0,7046 próximo ao limite e 0,707 afastado deste, sugerindo mergulho da litosfera oceânica da **Placa Luis Alves** sob a **Placa Ribeira** com sentido para NW, condizente com a estruturação tectônica, tanto observada em campo (Basei *et al.*, 1990) quanto extraída dos dados gravimétricos da região analisados por Mantovani *et al.* (1989), Shukowski *et al.* (1991) e Hallinan *et al.* (1993), e com a disposição de pequenos corpos básico-ultrabásicos tectonizados interpretados por Machiavelli (1991) como ofiolitos.

A **Placa Luis Alves** liga-se a SE com a **Placa Rio de La Plata** através de uma espessa zona de cisalhamento sobre a qual depositaram-se sintectonicamente as seqüências de *flysch* e *molasse* do Grupo Itajaí durante o Cambriano. Esta zona limítrofe, no entanto, não possui características colisionais como as anteriormente citadas. Possivelmente ela representa uma faixa de transcorrência sinistral que justapôs um dos terrenos de **Placa Rio de La Plata** com a **Placa Luis Alves**, conforme sugerido na Fig. 1.

A **Placa Rio de la Plata**, aflorante no sul do Brasil, Uruguai e Argentina, compartimenta-se em três regiões tectonicamente distintas, limitadas por espessas zonas de cisalhamento verticais (Fig. 1): (1) o *Cráton Rio de la Plata*, em sua região meridional, no sudoeste uruguaio e nas Sierras de Tandil da Argentina, onde é coberto pelos depósitos miogeoclinais brasileiros do Grupo Sierras Bayas (Iñiguez *et al.* 1989); (2) o *Bloco Valentines*, aflorante no SW do RS (Bloco Taquarembó; Naumann *et al.* 1984) e noroeste do Uruguai (Terreno Nico Perez; Bossi & Campal, 1992), afetado por magmatismo calci-alcalino cordilherano distal (Fragoso Cesar, 1991); e (3) a *Faixa Tijucas* (Hasui *et al.*, 1975), marcando a borda oriental com exposições do Miogeoclinio Lavalleja diversificadamente deformado: como nappes no Uruguai (Machado & Fragoso Cesar, 1987; Fragoso Cesar *et al.*, 1987) e como escamas tectônicas imbricadas no embasamento milonitizado no RS (Complexo Porongos) devido à

colisão com a **Placa Piratini** (Fragoso Cesar *et al.*, 1990, 1993; Fragoso Cesar, 1991; Mello, 1993).

A borda SW da **Placa Rio de la Plata** é afetada, na região de Córdoba (Argentina), pela obducção da borda oriental da **Placa Pampeana** (Sierras Pampeanas Orientais) no fim do Proterozóico Superior (Fig. 1), sendo a sutura colisional marcada por milonitos e ultramafitos tectonizados (Ramos, 1988, 1991). A **Placa Pampeana** contém elementos de várias orogenias superpostas. Aparentemente, a mais antiga é representada por aglutinação de arcos de ilhas com idade em torno de 1000 Ma (V. Ramos, com escrita, 1993), posteriormente afetado por subducção da **Placa Rio de la Plata** há cerca de 640 Ma e colisão com esta entre 600-570 Ma (Ramos, 1988). No Cambro-Ordoviciano, este conjunto colisional voltou a ser afetado por subducção, agora na margem ocidental da **Placa Pampeana** pela aproximação da **Placa Precordilhera** durante o Ciclo Famatiniano (Ramos, 1988, 1991).

No RS, a borda ocidental da **Placa Rio de la Plata** sofreu obducção da **Placa Rio Vacacaí** há cerca de 650 Ma (Fragoso Cesar, 1990, 1991; Fragoso Cesar *et al.*, 1993), sendo a sutura marcada por diversas e pequenas escamas ofiolíticas, localmente com *pillow-lavas* (ofiolito Mudador; Macedo *et al.*, 1978) e preservando, na rampa lateral de obducção, testemunhos de uma *mêlange* tectônica, incluindo pequenos fragmentos de eclogitos (Pinto e Fragoso Cesar, 1993). A **Placa Rio Vacacaí** constitui um dos mais completos e preservados arcos de ilhas intraoceânicos pré-cambrianos conhecidos, possuindo várias e extensas exposições de seu embasamento oceânico (ofiolitos), de gnaisses calci-alcalinos de baixo-K das raízes de seu arco magmático (Gnaisses Cambaí) e depósitos meta-vulcanossedimentares de sua supraestrutura e de bacias relacionadas (Supracrustais Vacacaí), sendo que a variação petrográfica da borda para o interior da placa caracteriza a distribuição geográfica dos produtos de subducção da **Placa Rio de La Plata** sob ela (Fragoso Cesar, 1990, 1991; Fragoso Cesar *et al.*, 1993; Pinto & Fragoso Cesar, 1993). Os dados Rb-Sr (Soliani Jr., 1986) sugerem que esta foi há cerca de 700 Ma, com *Ri* baixas (menor ou igual a 0,704), típicas deste ambiente tectônico, e análises Pb-Pb em zircões apontaram idades de 770-750 Ma (Machado *et al.*, 1988).

A análise de indicadores cinemáticos na **Placa Rio Vacacaí** tem caracterizado seu sentido de transporte tectônico para E (Tommasi, 1991; Pinto & Fragoso Cesar, 1993; entre outros), refletindo-se, na borda da **Placa Rio de La Plata**, pela deformação que afeta sua cunha miogeoclinal exposta na região de Caçapava do Sul (RS). Após a colisão, este conjunto acrescido sofreu subducção em sua borda noroeste, presumivelmente pela aproximação da **Placa Pampeana**, se considerarmos o maciço de Assunção (Paraguai) como uma exposição sua. Esta subducção reflete-se na geração de um arco magmático cordilherano completo, pouco deformado e com

metamorfismo incipiente a ausente (Orógeno Bom Jardim; Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1990, 1991), com plutonismo e vulcanismo variável de calci-alcálico a shoshonítico (Nardi & Lima, 1985) gerado entre 650-530 Ma, de acordo com as idades Rb-Sr expostas em Soliani Jr. (1986), onde as *Ri* sistematicamente mostram acréscimo de W para E (0,7047 a 0,7062 entre 650-600 Ma, 0,7045-0,7050 entre 570-550 Ma, e 0,7067 em torno de 530 Ma), indicando o sentido de mergulho da zona de subducção, concordantemente com a polaridade deposicional (Paim, 1990) das seqüências de *flysch* e *molasse* da Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara (Fragoso Cesar, 1991).

O Bloco Valentines da Placa Rio de La Plata, situado entre as zonas de cisalhamento dextrais Ibaré e Sarandi del Yi, respectivamente ZCIB e ZCSY na Fig. 1, foi também afetado por uma zona de subducção instalada a NW com o desenvolvimento de um arco magmático cordilherano, porém distal e aparentemente diacrônico, com idades Rb-Sr (Soliani Jr., 1986; Cordani & Soliani Jr., 1990) entre ~690-550 Ma e *Ri* também crescentes para E, de 0,7074 a 0,7077, condizentes com a polaridade deposicional dos depósitos molássicos da Bacia do Passo do Tigre (Becker & Fernandes, 1982).

Ao longo da Faixa Tijuca, borda oriental da Placa Rio de La Plata, ocorre a sutura de colisão com a Placa Piratini (Fig. 1), em parte registrada no front de obducção de Pan de Azucar, Uruguai (Nappe Pan de Azucar; Fragoso Cesar *et al.*, 1990), mas principalmente transposta por zonas de transcorrências sinistrais tardias, responsáveis pela instalação de bacias de cisalhamento preenchidas por seqüências de *flysch* e *molasse* (e.g., Bacia do Boici, RS; Sayeg, 1993).

Conforme observado no RS e Uruguai, a zona de sutura entre as Placas Rio de La Plata e Piratini registra-se por anomalias gravimétricas (Hallinan *et al.*, 1993) e magnetométricas lineares (Costa *et al.*, 1990), diversos e pequenos corpos básico-ultrabásicos ofiolíticos (Issler, 1982; Oyhantçabal & Vaz, 1990), localmente com níveis de cromititos e rodingitos (Jost & Hartmann, 1979) e várias *sheets* de granitos peraluminosos (Issler, 1982).

A estruturação da Placa Piratini reflete a superposição de três orogenias durante o Ciclo Brasileiro (Fragoso Cesar, 1991, 1992). A mais antiga, *Orogenia Piratini*, relaciona-se à instalação de um arco magmático cordilherano devido à subducção com mergulho para SE da Placa Rio de La Plata, já sugerida por Issler (1982) e Ramos (1988), gerando plutonismo calci-alcálico expandido (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Figueiredo *et al.*, 1990; Phillip, 1990) e bacias vulcano-sedimentares associadas (e.g., Complexo Cerro da Árvore; Jost & Bitencourt, 1980), com idades Rb-Sr entre 840-770 Ma e *Ri* entre 0,7036 e 0,7062 (Soliani Jr., 1986; Fragoso Cesar, 1991; Preciozzi *et al.*, 1993). A segunda, *Orogenia Porongos*, deve-se à colisão desta placa com Placa Rio de La Plata, sendo que seus indicadores cinemáticos evidenciam transporte para NW e W da Placa Piratini (Fragoso Cesar *et al.*, 1990; Fragoso

Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1991) durante a colisão, que reflete-se, na borda da placa cavalgada, Faixa Tijuca, em transporte variável de NNW a NNE na região do Cerro dos Porongos, RS (Mello, 1993) e para NE na região de Santana da Boa Vista, RS (Porcher & Fernandes, 1990). Durante esta colisão formaram-se diversas *sheets* graníticas peraluminosas, de idades Rb-Sr em torno de 680 Ma e *Ri* elevadas, de até 0,7162 (Preciozzi *et al.*, 1993). O último evento que afeta o complexo colisional, *Orogenia Serra do Herval*, é responsável pelo grande plutonismo calci-alcálico a shoshonítico do Batólito Pelotas (Demange *et al.*, 1991), localmente preservando platôs de piroclásticas riolíticas e gerando o complexo de bacias de cisalhamento de *flysch* e *molasse*, instaladas tanto no interior da Placa Piratini (e.g., Bacia de San Carlos, Uruguai), como na zona de sutura (e.g., Bacia Vale do Piquiri-Boici, RS), e principalmente na borda reativada da Placa Rio de La Plata (Bacia do Camaquã RS). Estudos geocronológicos Rb-Sr recentemente efetuados no Uruguai datam o plutonismo calci-alcálico a shoshonítico entre 635-560 Ma, com *Ri* entre 0,7048-0,7094 (Preciozzi *et al.*, 1993) e o vulcanismo piroclástico (Formação Sierra de Rios) em torno de 575 Ma com *Ri* de 0,7104 (Cingolani *et al.*, 1993). A maturidade deste magmatismo pode estar refletindo porções distais de uma zona de subducção instalada a SE da área considerada e relacionada ao fechamento do Oceano Adamastor com mergulho para NW que antecedeu ao seu fechamento durante a *Orogenia Adamastor* há cerca de 500 Ma, e conseqüente colisão destes complexos superpostos com as Placas Congo e Kalahari, já anteriormente aglutinadas pela *Orogenia Khomas*, seguindo a modelagem de Stanistreet *et al.*, (1991), para o SW africano.

## FALHAS TRANSFORMANTES E SUTURAS ESPECULADAS

O modelo tectônico que apresentamos neste artigo sugere que a região da Plataforma Sul-Americana esquematizada na Fig. 1 foi construída no Ciclo Brasileiro por colisões de diversas placas após fechamentos de corpos e/ou ramos oceânicos, durante evoluções localizadas de orogenias superpostas.

Algumas das zonas de suturas ali representadas são razoavelmente expostas em campo, sendo inferidas suas continuidades em áreas encobertas. Outras, no entanto, são especuladas em função de eventos magmáticos orogênicos que afetam porções aflorantes das placas aqui discutidas. Por outro lado, considerando a disposição destas zonas de suturas e as idades e características geoquímicas e isotópicas do magmatismo supostamente relacionado, torna-se necessário especular, também, a existência de antigas falhas transformantes transversais interligando estas suturas - anteriormente zonas de subducção - para calibrar a movimentação das placas envolvidas nas fases pré e sin-colisionais. Neste sentido especulamos a existência de três falhas transformantes dextrais de direção NW-SE sob os depósitos das Bacias do Paraná e Chaco-Pampeana: (1) *Sarandi del Yi*, (2)



Ibaré e (3) *Setentrional*, respectivamente TSY, TI e TS na Fig. 1.

A suposta *Transformante Sarandi del Yi* limitaria a porção cratônica da Placa Rio de La Plata de outra situada a norte (Placa Pampeana ?), pois enquanto a primeira entrou em subducção sob a Placa Pampeana na região de Córdoba, Argentina (Ramos, 1988, 1991), a segunda (Placa Pampeana ?) entrou em subducção sob a Placa Rio de La Plata, conforme atestado pelo plutonismo cordilherano distal que afeta o Bloco Valentines desta placa. Na representação desta falha na Fig.1 sugerimos que sua continuidade intraplaca na Placa Rio de La Plata coincida com a Zona de Cisalhamento Sarandi del Yi (Bossi & Campal, 1992), cuja extensão sob a Bacia do Paraná é bem registrada por importante anomalia gravimétrica negativa linear (Shukowski *et al.*, 1991; Hallinan *et al.*, 1993).

A suposta *Transformante Ibaré* possuiria evolução mais complexa. Em um primeiro estágio ela ligaria a zona de subducção responsável pelo plutonismo cordilherano mais antigo do Bloco Valentines da Placa Rio de La Plata com a zona de subducção na qual a litosfera oceânica da Placa Rio de La Plata mergulhava com sentido para NW sob a Placa Rio Vacacaí, considerando que o magmatismo de arco de ilhas desta é contemporâneo ao magmatismo cordilherano mais antigo daquela. No outro estágio, após a obducção da Placa Rio Vacacaí sobre a Placa Rio de La Plata, estabeleceu-se uma nova zona de subducção sob este complexo colisional, agora com mergulho para SE e responsável pela geração do arco cordilherano do Orógeno Bom Jardim, contemporâneo porém menos maduro que o magmatismo cordilherano tardio que então afetava o Bloco Valentines. Neste caso temos duas alternativas, ou haviam duas zonas de subducção com igual mergulho para SE, porém com diferentes distâncias do complexo cordilherano então gerado, e portanto interligadas por uma falha transformante, conforme esquematizado na Fig.1, ou apenas uma contínua, porém com inclinações distintas, mais acentuado a sul, gerando magmatismo mais maduro, e menos acentuado a norte, produzindo magmatismo mais imaturo. De qualquer forma, a extensão continental desta suposta falha seria representada pela Zona de Cisalhamento Ibaré, que se comportou como uma rampa lateral durante a obducção da Placa Rio Vacacaí sobre a Placa Rio de La Plata (Pinto & Fragoso Cesar, 1993) e corresponde a uma anomalia gravimétrica negativa linear que se estende para o interior da Bacia do Paraná (Shukowski *et al.*, 1991; Hallinan *et al.*, 1993).

A especulação sobre a existência da *Falha Transformante Setentrional* prende-se aos seguintes elementos: (1) a diferença de idades Rb-Sr do magmatismo que afeta a Placa Rio Vacacaí (~700 Ma) e o que afeta a borda sudeste da Placa Ribeira (~600 Ma); (2) os ambientes tectônicos distintos, respectivamente arco de ilhas intraoceânico e arco cordilherano; (3) a contemporaneidade parcial entre o arco cordilherano do Orógeno Bom Jardim e aquele

que afeta a borda sudeste da Placa Ribeira, porém gerados por zonas de subducções convergentes, exigindo uma ligação transformante; e (4) as distinções cronológicas entre os embasamentos das Placas Rio de La Plata e Luis Alves, respectivamente Proterozóico Inferior e Arqueano. Este último elemento talvez seja mais importante do que aparenta, pois não apenas a Placa Luis Alves, mas todas situadas a norte dela, incluindo outras da Plataforma Sul-Americana não incluídas na Fig.1, possuem embasamento ou testemunhos de embasamento arqueano. Já a Sul desta placa não se conhece, até o momento, qualquer evidência de terrenos tão antigos.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os elementos, hipóteses e especulações acima levantados sugerem que a região considerada possa estar organizada em dois grandes grupos de placas, um no sudeste da Plataforma Sul-Americana, constituído pela aglutinação das Placas San Franciscana, Paraná, Ribeira e Luis Alves, todas elas contendo embasamento e/ou testemunhos de embasamento arqueano, e outro no Sul, formado pelas colisões das Placas Rio de La Plata, Pampeana, Rio Vacacaí e Piratini, onde seus embasamentos são eo-proterozóicos ou mais jovens. O limite entre estes grupos é marcado pela suposta *Transformante Setentrional*, que se realmente existir possui um caráter tectônico fundamental, não apenas na região considerada, mas de alcance maior na estruturação da Plataforma Sul-Americana como um todo. Por outro lado, este limite é truncado e deslocado pelas zonas de transcorrência que transportaram para NE a Faixa Tijuca da Placa Rio de La Plata e a Placa Piratini, possivelmente refletindo a colisão deste conjunto com as Placas Kalahari e Congo do-SW Africano durante a *Orogenia Adamastor* recentemente definida por Stanistreet *et al.* (1991).

### AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento dos trabalhos que antecederam esta síntese deve-se ao apoio de entidades de financiamento (FAPESP, CNPq), empresas de geologia (CBC e CPRM, do Brasil, e DINAMIGE, do Uruguai) e colegas do IG-USP (Dr. R. Machado, Dr. M.C.H. Figueiredo, H.S. Sayeg, F.M. Mello, G.L. Fambrini, R.F. Pinto), aos quais somos profundamente gratos. Da mesma forma agradecemos ao colega argentino, Dr. V.A. Ramos pela gentileza de enviar seus trabalhos mais recentes, fundamentais para a incorporação da Placa Pampeana neste artigo, e aos colegas da UFRJ, Dr. R. Andreis, F. Paciullo e A. Ribeiro pelas sugestões e discussões a respeito do limite meridional da Placa Sanfranciscana. Um especial agradecimento fazemos à arte da Sra. Itacy Kroehne e do Sr. Francisco J.P. de Almeida Filho e ao socorro prestado pela Sra. Sonia Gomes Costa Vieira na digitação do texto.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmín, F.F.; Brito Neves, B.B. & Alves, J.A.C. - 1993 - O Cráton do São Francisco. Dominguez, J.M. & Misi, A. (eds.), SBG.
- Andreis, R.R.; Paciullo, F.V.P. & Ribeiro, A. - 1989 - Bol. Simp.Geol. Sudeste, SBG, RJ-SP, 102-103.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Machiavelli, A. & Mancini, F. - 1992 - Rev.Bras.Geoc. (no prelo)
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. & Machiavelli, A. - 1990 - 3ª Reunião Int. do Proj.270 - PICG - Eventos do Paleoz. Inf. da Am.Lat. e suas rel. com o Gondwana. IG-USP, S. Paulo (no prelo).
- Becker, R. & Fernandes, L.A.D. - 1982 - Acta Geol.Leop., S. Leopoldo, 6(13):287-322.
- Bossi, J. & Campal, N. - 1992 - J.G. Gutiérrez Marco; J. Saavedra & I. Rábano (eds) Paleozóico Inferior de Ibero-America. Univ. de Extremadura, 340-356.
- Campos Neto, M.C. - 1991 - Tese de Doutorado, IG-USP, 210p.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R. & Vasconcellos, A.C.B.C. - 1984 - Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais, 6:1908-1922.
- Campos Neto, M.C.; Perrota, M.M.; Peloggia, A.U.G. & Figueiredo, M.C.H. - 1990 - Congr.Bras.Geol. 36, Natal, Anais, 6:2615-2630.
- Cingolani, C.; Llambias, E.; Varela, R.; Campal, N. & Bossi, J. - 1993 - 1º Simp.Int. del Neoprot.-Cambrico de la Cuenca del Plata. Res.Ext. (2):35.
- Cordani, U.G. & Soliani Jr., E. - 1990 - An.Acad.Bras.Cienc. 62(2):145-156.
- Costa, A.F.V.; Ramgrab, G.E. & Vasconcelos, R. - 1990 - Congr.Bras.Geoc., 36, Anais, Natal, 5:2439-2444.
- Demange, M.; Machado, R. & Monteiro, R.L. - 1991 - Granites Oceaniques et continentais. Soc.Geol.France., Bol. de Res.
- Dominguez, J.M.L. - 1993 - O Cráton do São Francisco. Dominguez, J.M. & Misi, A. (eds), SBG.
- Drake Jr., A.A. - 1980 - V.S.G.S., Prof. Paper, 1119:1-11.
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. - 1991 - Jour.South-Amer.Earth Sci., 5(1):77-96.
- Figueiredo, M.C.H. & Campos Neto, M.C. - 1993 - Subm. a An.Acad.Bras.Cienc.
- Figueiredo, M.C.H.; Fragoso Cesar, A.R.S. & Kronberg, B.S. - 1990 - Congr.Bras.Geol., 36, Anais, Natal, 4:1623-1738.
- Fonseca, M.J.G.; Silva, Z.C.G.; Campos, D.A. & Tosatto, P. - 1979 - Folha Rio de Janeiro. MME-DNPM, Brasília. Mapa e Texto Explicativo.
- Fragoso Cesar, A.R.S. - 1990 - Bol.Res. Workshop Geoquímica isotópica, geocronologia e litológica das regiões sul e sudeste do Brasil. SBGF - IG-USP, 8-16.
- Fragoso Cesar, A.R.S. - 1991 - Tese de doutoramento, IG-USP, 367p.
- Fragoso Cesar, A.R.S. - 1992 - Bol. IG-USP, Publ.Esp., 12:41-43.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E. & Faccini, U.F. - 1986 - Congr.Bras.Geol., 34, Anais, Goiânia, 3:1322-1342.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R. & Gomez, C.R. - 1987 - Simp.Sul-Bras.Geol., 3, Anais, Curitiba, 2:791-809.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Monteiro, R.L. & Sallet, R. - 1990 - Geol.Leop., 30(13):75-92.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Machado, R.; Sayeg, H.S.; Mello, F.M.; Fambrini, G.L. & Pinto, R.F. - 1993 - 1º Simp.Intern. del Neoprot.-Cambrico de la Cuenca del Plata. Res.Ext. (1):3.
- Fuck, R.A.; Jardim de Sá, E.F.; Pimentel, M.M.; Dardenne, M.A. & Pedrosa Soares, A.C. - 1993 - O Cráton do São Francisco. Dominguez, J.M. & Misi, A. (eds), SBG.
- Gonçalves, M.L. & Figueiredo, M.C.H. - 1992 - Geochim. Brasil. 6(2):127-1140.
- Hallinan, S.E.; Shukowski, W. & Mantovani, M.S.M. - 1993 - 1º Simp.Intern. de Neoprot.-Cambrico de la Cuenca del Plata. Res.Ext. (2):32.
- Haralyi, N.L.E. & Hasui, Y. - 1982 - Congr.Bras.Geol., 32, Anais, Salvador, 1:374-185.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. & Coimbra, A.M. - 1975 - Rev.Bras.Geoc., 5(4):257-266.
- Heilbron, M.; Valeriano, C.M.; Tupinambá, M.; Almeida, J.C.H.; Valadares, C. & Silva, C.G.E. - 1993 - II Simp. sobre o Cráton do São Francisco, SBG., Anais, 263-265.
- Hergesell, G. & Pflug, R. - 1985 - Zentr.Geol.Palaentol.Teil. 9/10:1405-1414.
- Iñiguez, A.M.; Del Valle, A.; Poire, D.G.; Spalletti, L.A. & Zalba, P.E. - 1989 - Serie Correlación Geológica, Tucuman, 6:245-263.
- Issler, R.S. - 1982 - Congr.Bras.Geol., 32, Salvador. SBG., Anais, 1:24-35.
- Janasi, V.A.; Vasconcellos, A.C.B.C.; Vlack, S.R.F. & Motidome, M.J. - 1990 - Congr.Bras.Geol., 36, Natal, SBG, Anais, 4:1925-1935.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. - 1980 - Acta Geol.Leop., São Leopoldo, 11(7):27-59.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. - 1979 - Acta Geol.Leop., São Leopoldo, 10(6):77-91.
- Macedo, P.M.; Beckel, J.; Santos, E.L.; Chaban, N. & Gonzales Filho, F. - 1978 - Congr.Bras.Geol., 30, Recife, 3:1269-1278.
- Machado, N.; Koppe, J.C. & Hartmann, C.A. - 1988 - Abst.Int.Conf. Geoch.Evol.Crust., Poços de Caldas, Brasil, p.305.
- Machado, P. & Demange, M. - 1993 - Submet.Rev.Bras.Geoc.
- Machado, R. & Endo, I. - 1993 - III Simp.Geol.Sud., Rio de Janeiro, SBG (no prelo).
- Machado, R. & Fragoso Cesar, A.R.S. - 1987 - Simp.Sul-Bras.Geol., 3, acta, Curitiba, 2:811-819.
- Machiavelli, A. - 1991 - Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 85p.
- Mantovani, M.S.M.; Shukowski, W.; Basei, M.A.S. & Vasconcellos, A.C.B.C. - 1989 - Rev.Bras.Geoc., 19(3):367-374.
- Mello, F.M. - 1993 - Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 122p.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. - 1985 - Rev.Bras.Geoc., 15(2):139-146.
- Naumann, M.P.; Hartmann, L.A.; Koppe, J.C. & Chemale Jr., F. - 1984 - Congr.Bras.Geol., 33, Anais, Rio de Janeiro, 5:2417-2425.
- Oyhantcabal, P. & Vaz, N. - 1990 - Congr. Uruguayo Geol., 1, 137-144.
- Paciullo, F.V.P.; Ribeiro, A. & Andreis, R.R. - 1993 - II Simp. sobre o Cráton do São Francisco, SBG, Anais, 224-226.
- Paim, P.S.G. - 1990 - Report Thesis: Oxford (mérito)
- Phillip, R.P. - 1990 - Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS, 231p.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A. - 1992 - Geology, 20:375-379.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. - 1990 - Pesquisas, 17:72-84.
- Preciozzi, F.; Masquelin, H. & Sánchez, L. - 1993 - 1º Simp.Intern. del Neoprot.-Cambrico de la Cuenca del Plata. Guía de Excursiones, 1-39.
- Ramos, V.A. - 1988 - Episodes, 11:168-174.
- Ramos, V.A. - 1991 - Publ.Inst.Rec.Min., Univ.Nac. de La Plata, 1:185-196.
- Reis Neto, J.M. & Cordani, U.G. - 1993 - 1º Simp.Intern. del Neoprot.-Cambrico de la Cuenca del Plata. (2):30.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. - 1978 - Iheringia, Sér.Geol., 5:19-54.
- Roig, H.L. & Schrank, A. - 1992 - Congr.Bras.Geol., 37, São Paulo, Bol.Res.Exp., 1:283-285.
- Sayeg, H.S. - 1993 - Dissertação de Mestrado, IG-USP, 103p.
- Shukowski, W.; Vasconcellos, A.C.B.C. & Mantovani, M.S.M. - 1991 - Rev.Bras.Geof., 9(2):275-287.
- Soares, P.C. - 1988 - Congr.Lat.-Amer.Geol., 7, Anais, Belém, 1:63-79.
- Soares, P.C.; Fiori, A.P. & Carvalho, S.G. - 1990 - Congr.Bras.Geol., 36, Anais, Natal, 6:2723-2734.
- Soliani Jr., E. - 1986 - Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 425p.
- Stanistreet, I.G.; Kukla, P.A. & Henry, G. - 1991 - Jour.African Earth Sciences, 13(1):141-153.
- Strieder, A.J. & Nilson, A.A. - 1992 - Rev.Bras.Geoc. (no prelo).
- Tommasi, A. - 1991 - Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS, 207p.
- Uhlein, A. - 1991 - Tese de Doutorado, IG-USP, 295p.
- Uhlein, A. & Trompette, R. - 1992 - Congr.Bras.Geol., 37, São Paulo, 1:293-294.
- Wermick, E. - 1990 - Congr.Bras.Geol., 36, Natal, SBG., Anais, 4:1668-1683.
- Zimbres, E.; Kawashita, K. & Van Schmus, W.R. - 1990 - Congr.Bras.Geol., 36, Natal, SBG., Anais, 6:2735-2743.

## CINTURÃO DE CISALHAMENTO ATLÂNTICO: UM EXEMPLO DE TECTÔNICA TRANSPRESSIONAL NEOPROTEROZÓICA

RÔMULO MACHADO - IG/USP  
ISSAMU ENDO - DGEO/EM/UFOP

### INTRODUÇÃO

Propõe-se neste trabalho a designação de Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA), em substituição as denominações de Faixa e Cinturão Paraíba (Ebert 1962 e Cordani *et al.* 1968), Faixa Paraíbaes (Ebert 1971), Cinturão Atlântico (Ferreira 1972), Cinturão Ribeira (Hasui *et al.* 1975), Região de Dobramentos Sudeste (Almeida *et al.* 1976) e Província Mantiqueira (Almeida e Hasui 1984).

Esta designação justifica-se pela prioridade no uso do termo Atlântico, pela expressão regional que o mesmo representa e pela natureza estrutural e tectônica.

### CINTURÃO DE CISALHAMENTO ATLÂNTICO: CARACTERIZAÇÃO E DISCUSSÃO

O Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA) é aqui caracterizado como um cinturão de natureza transpressional com estruturação linear paralela a costa sul-sudeste do Brasil e leste do Uruguai, com extensão superior a 2900 km, indo desde a região nordeste da Bahia (11°S) até o Rio Grande do Sul/Uruguai (30°S), tendo orientação geral NE-SW no seu segmento meridional e NNE-SSW no seu segmento setentrional (Fig. 1).

O CCA, nesta concepção, é constituído por dois sistemas de cisalhamentos principais: o Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul (SCPS) e o Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano (SCDF). Entre estes sistemas interpõem-se os maciços medianos de Curitiba, Itatins e Cabo Frio.

O Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul (SCPS) é composto por um conjunto interligado de zonas de cisalhamento dúcteis de várias ordens, com mergulhos em geral de médio a alto, mostrando uma disposição geométrica axialmente divergente (Machado 1983, Machado e Endo 1993).

Este sistema é constituído pelas seguintes zonas de cisalhamento dúcteis de primeira ordem: Zona de Cisalhamento Além Paraíba-Cubatão-Lancinha - ZCPCL, Zona de Cisalhamento Juiz de Fora-Jaguari-Taxaquara - ZCJFJT e Zona de Cisalhamento Niterói - ZCN (Fig. 1).

A Zona de Cisalhamento Além Paraíba-Cubatão-Lancinha (ZCPCL) corresponde a zona principal deste sistema, tendo extensão superior a 1200 Km e largura que pode ultrapassar 8 Km. Apresenta orientação geral NE-SW, entre os paralelos 22° e

26°S, infletindo-se para NNE-SSW a norte do paralelo 22°S. Possui mergulhos essencialmente subverticais, com lineação de estiramento mineral subhorizontal e movimentação dextral (Campanha 1980 e 1981, Egydio da Silva 1981, Egydio da Silva *et al.* 1982, Sadowski 1983 e 1991, Campanha e Ferrari 1984, Fiori 1985, Dayan e Keller 1989, Fassbinder 1990, Ebert *et al.* 1991).

A Zona de Cisalhamento Juiz de Fora-Jaguari-Taxaquara (ZCJFJT), com extensão superior a 1100 Km e largura que alcança 15 km, mostra no seu segmento setentrional direção subparalela à ZCPCL, com lineações de estiramento mineral subhorizontais, e indicadores cinemáticos compatíveis com movimentação principal dextral para esta zona (Hennies *et al.* 1967, Carneiro 1977, Egydio da Silva *et al.* 1982, Campos Neto e Basei 1983, Heilbron 1993). Esta zona é melhor conhecida no seu segmento meridional. Aqui ela apresenta mergulhos subverticais. No segmento menos conhecido, o segmento setentrional, foi caracterizada como uma zona de cisalhamento de moderado mergulho (60° a 70° para SE) por Machado 1983, sendo descritas rochas no domínio Juiz de Fora com predomínio de rochas miloníticas (Unidade Raposo), com faixas de blastomilonitos que atingem até 2 Km de largura (Sad e Barbosa 1985).

A Zona de Cisalhamento Niterói (ZCN) (Hippert 1990), parece corresponder a uma importante estrutura situada na parte oriental do SCPS e que se articularia com a zona de cisalhamento principal (ZCPCL). Trata-se também de uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo com a mesma orientação e cinemática das demais zonas (ZCPCL e ZCJFJT).

O Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano (SCDF) é constituído pelas zonas de cisalhamento Major Gercino - ZCMG (SC), Dorsal do Canguçu - ZCDC (RS) e Sierra Ballena - ZCSB (Uruguai). Tratam-se de zonas de cisalhamento de alto ângulo, com extensão superior a 1000 Km. A cinemática como um todo do SCDF apresenta incongruências, pois na ZCMG ela é predominantemente dextral, com registros de movimentação sinistral tardia (Bitencourt *et al.* 1989, Passarelli *et al.* 1993), enquanto nas ZCSB e ZCDC ela é predominantemente sinistral (Machado e Frago-César 1987, Masquelin 1990, Fernandes *et al.* 1992).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA), assim apresentado, mostra uma evolução tectono-estrutural compatível com o modelo de tectônica transpressional, resultando em sistemas integrados, geométrica e cinematicamente, num contexto de uma megaestrutura em flor positiva, conforme postulado para a região do vale do Paraíba do Sul no Rio de Janeiro por Machado e Endo (1993). Esta estruturação parece ser extensiva a outras partes deste cinturão, inclusive na continuação do Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano no Uruguai.

O SCPS apresenta nas suas três zonas de cisalhamento uma cinemática coerente de caráter dextral, enquanto o SCDF mostra-se com movimento dextral na ZCMG e sinistral nas ZCDC e ZCSB. Esta aparente incongruência pode ser explicada pela inversão de movimentos de idade tardi-brasileira ocorrida no segmento sul do CCA, com base na evolução tectônica de bacias molássicas internas ao cinturão.

A correlação de expressivo magmatismo granítico brasileiro com anomalias geofísicas lineares e com as zonas axiais dos SCPS e SCDF, sugere que estas estruturas estejam relacionadas a importantes descontinuidades crustais, desempenhando, portanto, papel fundamental na constituição do arcabouço tectono-estrutural da região e no controle da colocação deste magmatismo.

## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y e BRITO NEVES, B.B. - 1976 - Bol. IG/USP, vol.7: 45-80;
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. - 1984 - Edgard Blücher Ltda, SP, 378p;
- BITENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C. e NARDI, L.V.S. - 1989 - II Simp. Nac. Est. Tect., SBG/CE-p.214-216;
- CAMPANHA, G.A.C. - 1980 - Dissertação de Mestrado, IG/USP, 109p;
- CAMPANHA, G.A.C. - 1981 - Rev. Bras. Geoc., 11(3):159-171;
- CAMPANHA, G.A.C. e FERRARI, A.L. - 1984 - Anais XXXIII Congr. Bras. Geol. SBG, RJ, 12:5425-5432 (Bol. Excursões);
- CAMPOS NETO, M.C. e BASEI, M.A.S. - 1983 - Atas do IV Simp. Reg. Geol.-SBG/SP, p.79-90;
- CARNEIRO, C.D.R. - 1977 - Dissertação de Mestrado, IG/USP;
- CORDANI, U.G., MELCHER, G. e ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Can. Jour. Earth Sci. 5:629-632;
- DAYAN, H. e KELLER, J.V.A. - 1989 - Rev. Bras. Geoc. 19(4): 494-506;
- EBERT, H. - 1962 - Tsch. Min. u. Petrog. Mitt., 8, H.1, 49-81, Wien;
- EBERT, H.D., HASUI, Y e COSTA, J.B.S. - 1991 - III Simp. Nac. Est. Tect., SBG/SP-UNESP-Rio Claro. p.139-141;
- EGYDIO DA SILVA, M., SADOWSKI, G.R. e TROMPETTE, R. - 1982 - Actas V Cong. Latinoam. Geol., Argentina, 2:11-21;
- EGYDIO DA SILVA, M. - 1981 - Dissertação de mestrado, IG/USP;
- FASSBINDER, E. - 1990 - Dissertação de mestrado, IG/USP;
- FERNANDES, L.A.D., TOMMASI, A. e PORCHER, C.C. - 1992 - Jour. South Am. Earth Sci. 5(1):77-96;
- FERREIRA, E.O. - 1972 - DNPM. Bol n°1, RJ, 19p;
- FIORI, A.P. - 1985 - Bol. Paran. de Geoc. n°36, p15-29;
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e COIMBRA, A.M. - 1975 - Rev. Bras. Geoc., 5(4): 257-266;
- HEILBRON, M. - 1993 - Tese de Doutorado. IG/USP, 268p;
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y. e PENALVA, F. - 1967 - Anais do XXI Congr. Bras. Geol. Curitiba-PR, p159-168;
- HIPPERTT, J.F.M. - 1990 - Dissertação de Mestrado. IG/USP. 203p;
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIROS, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W. e CASTRO, H. E. F. - 1983 - Projeto Radam Brasil. Folhas sf23/24, Rio de Janeiro/Vitória, Geologia, 1:27-304;
- MACHADO, R. - 1983 - IV Simp. Reg. Geol., SBG/SP. p135-146;
- MACHADO, R. e ENDO, I. - 1993 - III Simp. Geol. do Sudeste, Rio de Janeiro - RJ (no prelo);
- MACHADO, R. e FRAGOSO-CESAR, A.R.S. - 1987 - III Simp. Sul-Bras. Geol. Curitiba-PR, vol 2, p811-819;
- MASQUELIN, H. - 1990 - Acta Geol. Leop., 13(30): 139-158;
- PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S. e CAMPOS NETO, M.C. - 1993 - I Simp. Intern. Del Neoproterozóico-Cambriaco de la Cuenca del Plata, Uruguay. vol 1, Doc 23;
- SAD, J.H.G., BARBOSA, A.L.M. - 1985 - Bol. Esp. - Núcleo de Minas Gerais, SBG. p15-27;
- SADOWSKI, G.R. - 1983 - Tese de Livre Docência, IG/USP, 108p;
- SADOWSKI, G. R. - 1991 - Bol. IG/USP, Série Cient. 22: 15-28;
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. e ASMUS, H. E. - 1984 - DGM/DNPM, Brasília. 501p.

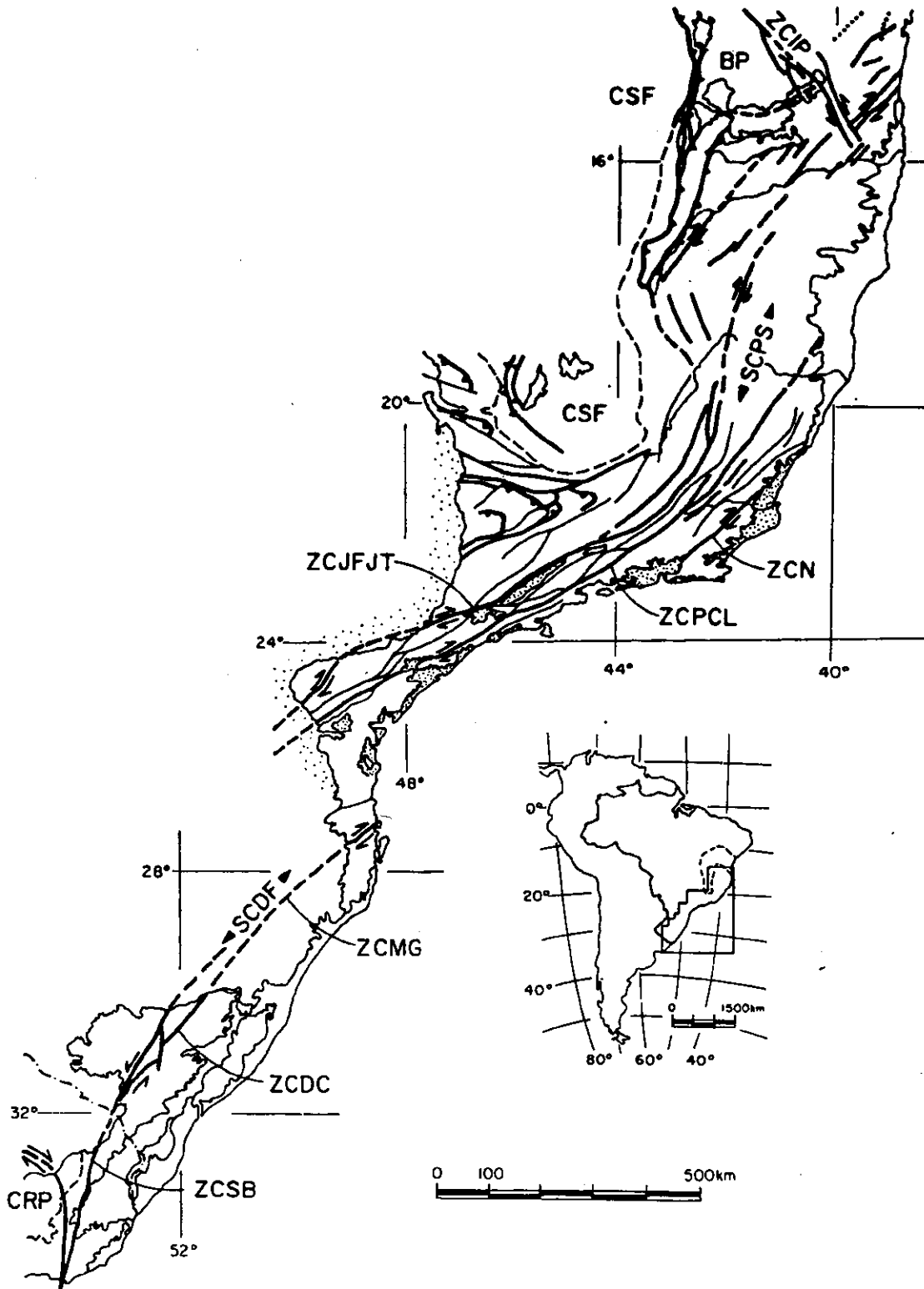


FIGURA 1: Esboço estrutural do Cinturão de Cisalhamento Atlântico - CCA. SCPS- Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul, ZCJFJT-zona de cisalhamento Juiz de Fora-Jaguari-Taquara, ZCPCL-zona de cisalhamento Além Paraíba-Cubatão-Lancinha, ZCN-zona de cisalhamento Niterói, SCDF-Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano, ZCMG-zona de cisalhamento Major Gercino, ZCDC-zona de cisalhamento Dorsal do Canguçu, ZCSB-zona de cisalhamento Sierra Ballena, ZCIP-zona de cisalhamento Itapebi-Paramirim, CSF- Cráton do São Francisco, CRP- Cráton Rio de La Plata, Coberturas Fanerozóicas em legenda pontilhada (base geológica comp. e mod de Machado F<sup>o</sup> et al. 1983, Schobbenhaus et al. 1984).

## COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA E ESTILOS DE DEFORMAÇÃO NA ZONA EXTERNA DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA BRASÍLIA

MARCO ANTÔNIO FONSECA - DE GEO. - UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
 MARCEL AUGUSTE DARDENNE - INST. DE GEOCIÊNCIAS - UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA.

### INTRODUÇÃO

A porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) (ALMEIDA, 1977; fig. 1) corresponde ao segmento da faixa de dobramentos situada ao norte da denominada Inflexão dos Pirineus. Tal estrutura, de direção WNW - ESE, inflete as linhas estruturais da faixa de NNW para NNE na altura do paralelo de Brasília (ARAÚJO FILHO, 1980; MARINI et al., 1981).

Na zona externa desse segmento do cinturão, diferentes estilos estruturais permitem estabelecer setores com organização estrutural própria. Tais estilos decorrem do nível estrutural em que se situam as unidades da faixa e/ou pelo posicionamento das mesmas em relação à zona de limite cratônico.

### ZONEAMENTO TECTÔNICO NO SEGMENTO NORTE DA FDB

Através da individualização dos estilos de deformação, três setores principais podem ser caracterizados na porção norte da FDB: setor sul ou Paranoá, setor norte ou Araí e setor leste ou Bambuí (Fig. 2).

#### Setor sul ou Paranoá

É constituído quase exclusivamente por rochas do Grupo Paranoá, e possui os segmentos limites: a leste pelo "front" do Paranã, uma superfície de deslocamento onde o Grupo Paranoá cavalga as seqüências do Grupo Bambuí; a norte pelo Sistema Transcorrente São Jorge - Alto Paraíso - Cormari (FONSECA & DARDENNE, 1993); a oeste pelas seqüências do Grupo Serra da Mesa e maciços de Niquelândia e Barro Alto; ao sul, na altura de Padre Bernardo e Água Fria, por estruturas relacionadas à Inflexão dos Pirineus.

Internamente, pode ser dividido em três domínios: leste, centro e oeste. O domínio leste é restrito às imediações do "front" do Paranã, numa largura de 7 a 10 km. É caracterizado por falhas, zonas de cisalhamento, dobras monoclinicas e isoclinais vergentes para leste. Todas essas estruturas têm como envoltória o descolamento basal do Paranã. O setor central é caracterizado por dobrás monoclinicas de grandes amplitudes, vergentes para leste. Falhas reservas são raras e foliações e lineações em geral estão ausentes. Possui uma largura média de 25 a 30 km e seu limite com o domínio oeste é transicional, seguindo grosso modo o curso do Rio Cachoeirinha.

O setor oeste é marcado por dobras assimétricas e falhas reservas vergentes para leste com desenvolvimento generalizado de foliações e lineações metamórficas.

Uma secção esquemática através do setor sul é mostrada na figura 2.

#### Setor norte ou Araí

Limita-se a leste com o Grupo Bambuí através de falhas reversas e transcorrentes; a oeste, com o baixo estrutural do Grupo Paranoá e Formação Minaçu, localizado no interflúvio dos rios São Felix e Traíras e à norte parece se prolongar além de Arraias, até possivelmente Paranã e Conceição do Norte.

A deformação aqui é do tipo "thick-skinned" com o embasamento envolvido; dominam estruturas frontais (como nas imediações de Terezina, Campos Belos e Nova Roma) e transcorrentes, como os grandes sistemas Cavalcante - Terezina, Campos Belos - Arraias, além do Sistema São Jorge - Alto Paraíso - Cormari, seu limite sul (FONSECA & DARDENNE, op. cit.).

A característica da deformação neste setor, além de afetar unidades estruturalmente inferiores, é seu caráter heterogêneo. Junto aos sistemas frontais e transcorrentes ocorre intensa milonitização, seja na cobertura, seja no embasamento. As dobras são monoclinicas, com foliação plano axial em alto ângulo, vergentes para leste. Nos blocos limitados entre os sistemas, a deformação declina a ponto de deixarem de existir estruturas como foliações e lineações.

Uma secção esquemática através dos domínios norte e leste é mostrada na fig. 2.

#### Setor leste ou Bambuí

Limita-se a oeste com o "front" do Paranã e com as estruturas frontais do domínio norte. A leste, a deformação declina à medida que se adentra o Cráton do São Francisco.

Este setor é constituído essencialmente por rochas do Grupo Bambuí.

A deformação é marcada por uma tectônica de nível superior, do tipo epidérmica, com descolamentos basais subhorizontais, falhas em rampas e patamares, além de dobras monoclinicas flexurais de deslizamento vergentes para leste. A geração de estruturas de fluxo é restrita às proximidades dessas estruturas descontínuas. O embasamento não está envolvido e esse domínio constitui a própria zona de limite cratônico.

## IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Os domínios norte e sul constituem segmentos externos da FDB, (DARDENNE, 1978; FUCK, 1990), porém as diferenças de estilos e a natureza das unidades envolvidas permitem posicionar o setor norte como um segmento mais inferior da faixa de dobramentos, onde as estruturas possuem mergulhos mais elevados e afetam rochas granito-gnáissicas do embasamento, o que permite caracterizar tal área como um alto estrutural regional, aqui denominado Alto Estrutural do Médio Paranã.

O Setor sul corresponde a um cinturão de dobramentos e falhamentos em seu segmento mais superior. A ausência de dados gravimétricos não permite estabelecer com precisão, mas ao que parece, grande parte da deformação é acomodada pelo embasamento mais profundo e somente parte dela absorvida pela cobertura.

A justaposição dos setores norte e sul dá por meio do Sistema São Jorge - Alto Paraíso - Cormari (FONSECA & DARDENNE, *op. cit.*), onde a deformação frontal do "front" do Paranã é transferida para falhas transcorrentes e empurrões frontais nas imediações de Cormari e Nova Roma.

O setor leste se constitui na zona de transição cráton - faixa móvel e seu limite com os setores norte e sul segue, grosso modo, o limite cratônico ocidental conforme proposto por ALMEIDA (1981), este devendo ser traçado ao longo do "front" do Paranã e das falhas inversas que colocam em contato os grupos Arai e Bambuí.

Na individualização do Alto Estrutural do Médio Paranã, com deformação localizada e regionalmente incipiente e no nível superficial do embasamento

granito-gnáissico, reside a originalidade da porção norte da FDB em relação à porção sul. A existência desse bloco rígido impediu a expansão do fluxo de deformação plástica e do metamorfismo associados ao desenvolvimento de um complexo sistema de nappes regionais subhorizontais reconhecidas na porção sul da FDB (CAMPOS NETO, 1984). Em consequência, a porção norte da FDB caracteriza-se por um regime entre blocos rígidos sobre os quais encontram-se coberturas com pouca ou nenhuma deformação

## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M., 1977, O Cráton do São Francisco: Rev. Bras. Geoc., 7, 349 - 364.
- ALMEIDA, F.F.M., 1981, O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco: An. Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, SBG, p. 1 - 10.
- ARAÚJO FILHO, J.O., 1980, Geology of the Pirineus Mega-Inflection, Goiás, Brazil: 7 Geowiss. Lateinamerika Koll., p. 9-11.
- CAMPOS NETO, M.C., 1984, Geometria e Fases de Dobramentos Brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. 14 (1): 60-68.
- DARDENNE, M.A., 1978, Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco: XXX Cong. Bras. Geol., Anais ..., 1: 299-308.
- FONSECA, M.A., & DARDENNE, M.A., 1993, Sistemas de falhamentos transcorrentes na porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília: Anais II Simp. Sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais (prelo).
- FUCK, R.A., 1990, Dobramentos neoproterozóicos da margem ocidental do Cráton do São Francisco: XXXVI Cong. Bras. Geol., Bol. Resumos, 288 - 289.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANI, J.C. & DARDENNE, M.A., 1981, A evolução Geotectônica da Faixa Brasília e seu embasamento: An. Simp. sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, SBG, 100 - 115.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. & DANI, J.C., 1984, Província Tocantis (Setor Central e Sudeste), IN: Almeida, F.F.M., e Hasui, (eds): O Pré-Cambriano no Brasil, Edgard Blucher, p. 205-264.

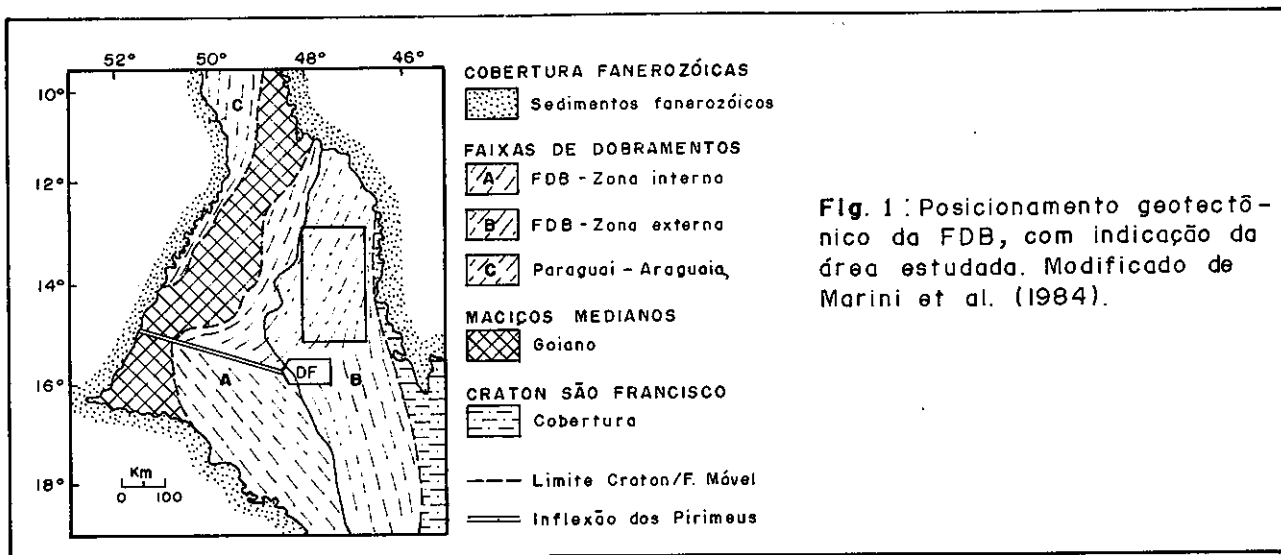
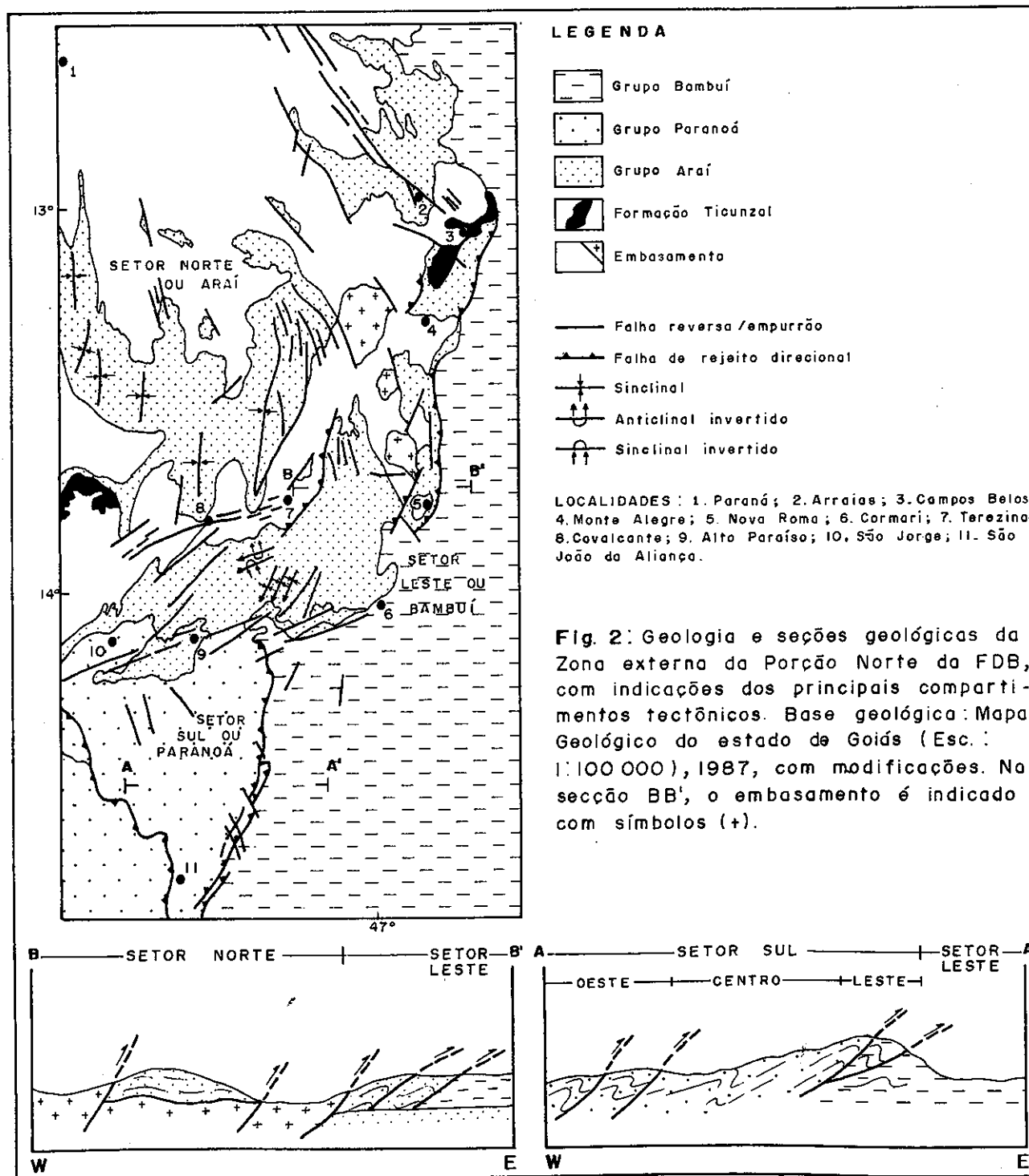


Fig. 1: Posicionamento geotectônico da FDB, com indicação da área estudada. Modificado de Marini et al. (1984).



LEGENDA

- Grupo Bambuí
- Grupo Paranoá
- Grupo Arai
- Formação Ticunzal
- Embasamento
- Falha reversa/empurrão
- Falha de rejeito direcional
- Sinclinal
- Anticlinal invertido
- Sinclinal invertido

LOCALIDADES: 1. Paraná; 2. Arraias; 3. Campos Belos; 4. Monte Alegre; 5. Nova Roma; 6. Cormari; 7. Terezinas; 8. Covalcante; 9. Alto Paraíso; 10. São Jorge; 11. São João da Aliança.

Fig. 2: Geologia e seções geológicas da Zona externa da Porção Norte da FDB, com indicações dos principais compartimentos tectônicos. Base geológica: Mapa Geológico do estado de Goiás (Esc.: 1:100 000), 1987, com modificações. Na secção BB', o embasamento é indicado com símbolos (+).



# CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR DO RIO ITAPICURU

FLÁVIO H. FREITAS-SILVA - IG-UNB BRASÍLIA/DF  
CARLOS E. S. COELHO - DNPM BRASÍLIA/DF

## INTRODUÇÃO

A partir do final da década de 80 a sequência vulcano sedimentar do Rio Itapicuru (SVSRI) tem sido alvo de inúmeros trabalhos referentes à sua estruturação, litogeoquímica e geocronologia. Tais informações tem embasado a elaboração de modelos geotectônicos para evolução desta região.

## GEOLOGIA REGIONAL

A SVSRI é constituída por basaltos toleíticos, vulcânicas calcioalcalinas e sedimentos derivados destas vulcânicas metamorfisados no fácies xisto verde (Kishida & Riccio, 1980). Duas zonas deformacionais são reconhecidas na SVSRI (Alves da Silva et al. 1992): (i) Zona deformacional Sul (ZDS) ou Faixa Weber, que corresponde a um grupo de zonas de cisalhamento direcionais destrais com atitude EW/50S com uma extensão em torno de 10 km (Reinhardt & Davison, 1990). (ii) Zona deformacional Norte (ZDN) ou Fazenda Maria Preta caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento direcionais sinistrais com atitude média NS/70W e uma extensão em torno de 50 km (Freitas-Silva & Coelho, 1993; Coelho & Freitas-Silva, subm.)

### Zona Deformacional Sul (ZDS)

Três unidades litoestratigráficas são reconhecidas na ZDS: (i) Unidade Vulcânica Máfica, composta predominantemente por metabasaltos os quais apresentam um quimismo de basaltos de fundo oceânico (nmorb) ou mais provavelmente toleitos de arcos insulares (IAT) (Figueiredo, 1993); (ii) Unidade Vulcânica Félsica- Intermediária, a qual apresenta assinatura geoquímica típica de zonas de subducção (Figueiredo, 1993); (iii) Unidade Sedimentar formada predominantemente por grauvacas e arcósios, quimicamente semelhantes às vulcânicas félsicas-intemediárias. Estas características geoquímicas levaram Figueiredo (1993) a sugerir um ambiente tectônico de bacia de retro-arco para a SVSRI.

Os granitóides intrusivos na ZDS são representados pelos plútons de Teofilândia e Barrocas (Alves da Silva, 1991). O plúton de Teofilândia tem composição tonalítica, com uma textura magmática preservada, o que o caracteriza como uma intrusão pós-tectônica (Sabaté et al., 1990; Alves da Silva, 1991). O Plúton de Barrocas situa-se na porção mais ao sul da SVSRI, em torno de 1 km ao sul da Mina

Fazenda Brasileiro. Segundo Alves da Silva (1991) este plúton não apresenta uma estrutura dômica concêntrica, tratando-se de um corpo heterogêneo, que foi afetado posteriormente por penetrativo cisalhamento dextral.

A deformação da ZDS foi inicialmente caracterizada através de uma complexa evolução policíclica por Teixeira (1985) que reconheceu cinco fases de deformação superimpostas. Reinhardt & Davison (1989, 1990) apresentam um modelo em três fases superimpostas de deformação progressiva, sendo as duas primeiras responsáveis pela estruturação geral da ZDS. Segundo estes últimos autores a fase F<sub>1</sub> é caracterizada por um cisalhamento dextral, que produziu uma foliação milonítica penetrativa EW/50S e uma lineação de estiramento EW/Subhor.; em um segundo evento F<sub>2</sub> teriam sido gerados dobramentos assimétricos e heterogêneos com planos axiais EW/40S e eixos EW/Subhor., cavalgamentos se desenvolveram ao final F<sub>2</sub>. Kishida et al. (1991) sugerem que a ZDS seja uma estrutura em dúplex quilométrica vergente para norte. Alves da Silva et al. (1993a,b) elaboraram um modelo de deformação para toda a SVSRI e sugerem a existência de um primeiro evento de deformação D<sub>1</sub> de natureza tangencial com vergência para sul, cujas evidências só foram encontradas na ZDS, ao qual foi superimposto, consecutivamente, um evento D<sub>2</sub> transcorrente dextral e cavalgamentos tardios vergentes para norte.

### Zona Deformacional Norte (ZDN)

A porção centro norte da SVSRI é constituída por três seqüências litoestratigráficas principais (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Davison et al., 1988; Silva, 1984; Alves da Silva & Matos (1991): (i) Domínio Vulcânico Máfico, denominado de Unidade Rebolo por Alves da Silva et al. (1991), é constituída principalmente por metabasaltos, localmente com estruturas tipo *pillow lavas* preservadas, metatufos máficos e brechas de fluxo, com intercalações subordinadas de metassedimentos químicos. As vulcânicas desta unidade, de acordo com Silva (1984, 1987, 1991, 1992), possuem uma assinatura geoquímica de basaltos toleíticos com características transicionais entre fundo oceânico tipo pmorb e basaltos de arcos de ilha tipo iat representando o assoalho de uma bacia do tipo retro-arco. (ii) Domínio vulcânico félsico, nomeado Unidade Maria Preta por Alves da Silva et al. (1991), é representado basicamente por metaandesitos intercalados com metapiroclásticas e intrusivas dacíticas e dioríticas.

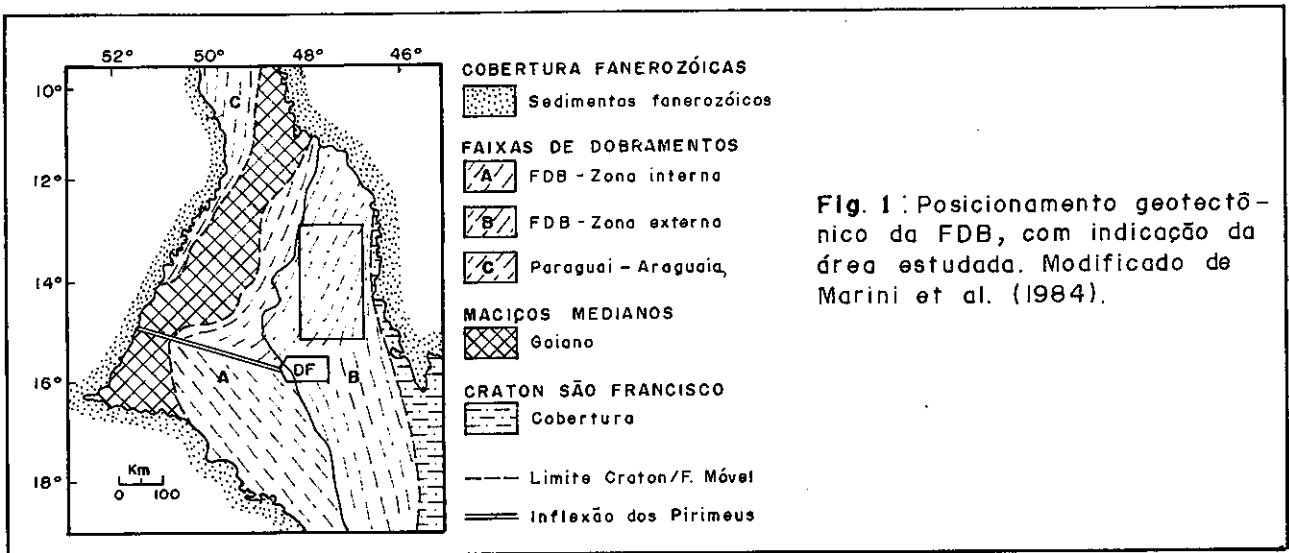
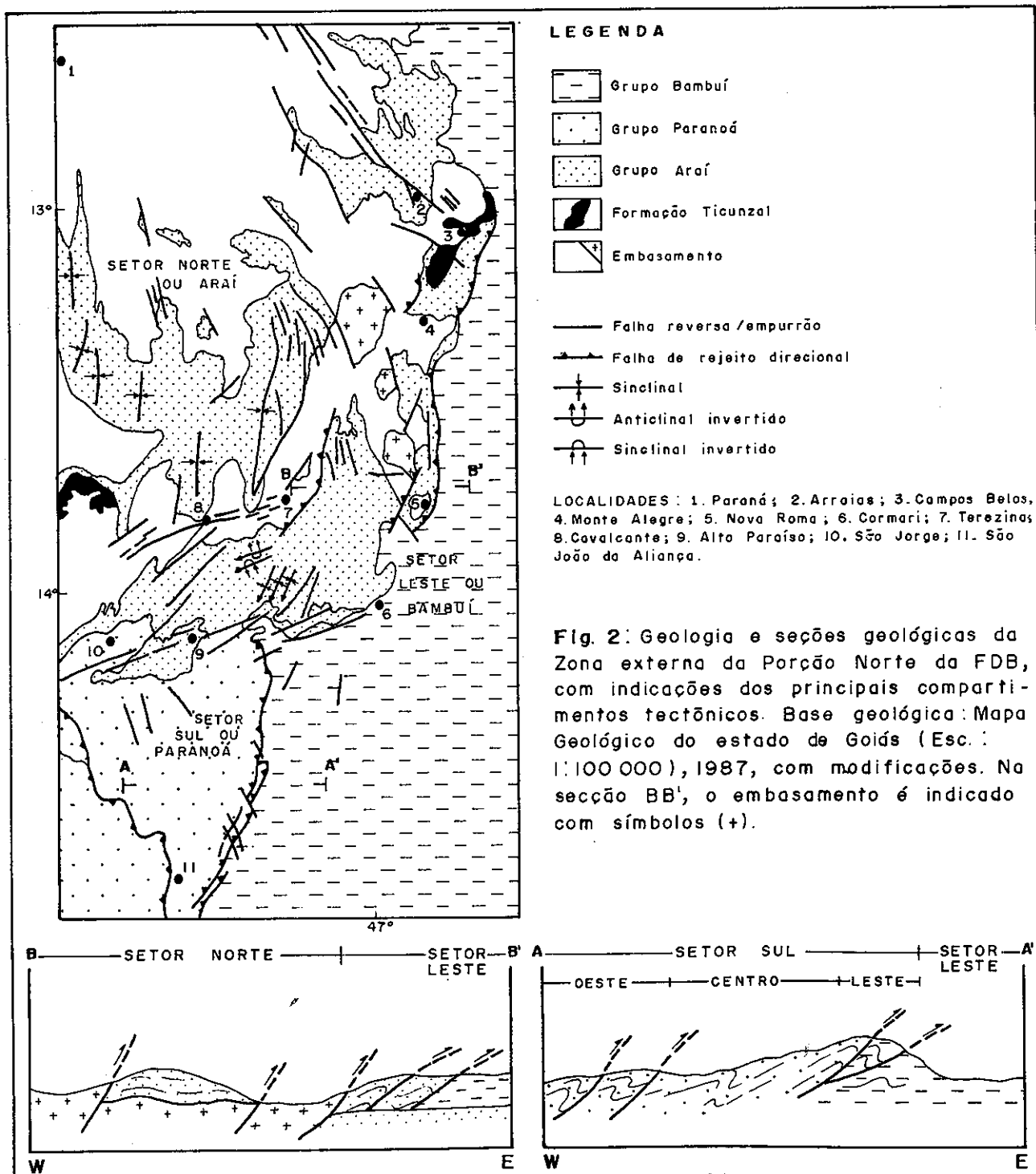


Fig. 1: Posicionamento geotectônico da FDB, com indicação da área estudada. Modificado de Marini et al. (1984).



LEGENDA

- Grupo Bambuí
- Grupo Paranoá
- Grupo Araí
- Formação Ticunzal
- Embasamento
- Falha reversa/empurrão
- Falha de rejeito direcional
- Sinclinal
- Anticlinal invertido
- Sinclinal invertido

LOCALIDADES: 1. Paraná; 2. Arroias; 3. Campos Belos, 4. Monte Alegre; 5. Nova Roma; 6. Cormari; 7. Terezinas; 8. Cavalcante; 9. Alto Paraíso; 10. São Jorge; 11. São João da Aliança.

Fig. 2: Geologia e seções geológicas da Zona externa da Porção Norte da FDB, com indicações dos principais compartimentos tectônicos. Base geológica: Mapa Geológico do estado de Goiás (Esc.: 1:100 000), 1987, com modificações. Na secção BB', o embasamento é indicado com símbolos (+).

# CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR DO RIO ITAPICURU

FLÁVIO H. FREITAS-SILVA - IG-UNB BRASÍLIA/DF

CARLOS E. S. COELHO - DNPM BRASÍLIA/DF

## INTRODUÇÃO

A partir do final da década de 80 a seqüência vulcano sedimentar do Rio Itapicuru (SVSRI) tem sido alvo de inúmeros trabalhos referentes à sua estruturação, litogeoquímica e geocronologia. Tais informações tem embasado a elaboração de modelos geotectônicos para evolução desta região.

## GEOLOGIA REGIONAL

A SVSRI é constituída por basaltos toleíticos, vulcânicas calcioalcalinas e sedimentos derivados destas vulcânicas metamorfisados no fácies xisto verde (Kishida & Riccio, 1980). Duas zonas deformacionais são reconhecidas na SVSRI (Alves da Silva et al. 1992): (i) Zona deformacional Sul (ZDS) ou Faixa Weber, que corresponde a um grupo de zonas de cisalhamento direcionais destrais com atitude EW/50S com uma extensão em torno de 10 km (Reinhardt & Davison, 1990). (ii) Zona deformacional Norte (ZDN) ou Fazenda Maria Preta caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento direcionais sinistrais com atitude média NS/70W e uma extensão em torno de 50 km (Freitas-Silva & Coelho, 1993; Coelho & Freitas-Silva, subm.)

### Zona Deformacional Sul (ZDS)

Três unidades litoestratigráficas são reconhecidas na ZDS: (i) Unidade Vulcânica Máfica, composta predominantemente por metabasaltos os quais apresentam um quimismo de basaltos de fundo oceânico (nmorb) ou mais provavelmente toleitos de arcos insulares (IAT) (Figueiredo, 1993); (ii) Unidade Vulcânica Félsica- Intermediária, a qual apresenta assinatura geoquímica típica de zonas de subducção (Figueiredo, 1993); (iii) Unidade Sedimentar formada predominantemente por grauvacas e arcósios, quimicamente semelhantes às vulcânicas félsicas-intermediárias. Estas características geoquímicas levaram Figueiredo (1993) a sugerir um ambiente tectônico de bacia de retro-arco para a SVSRI.

Os granitóides intrusivos na ZDS são representados pelos plútons de Teofilândia e Barrocas (Alves da Silva, 1991). O plúton de Teofilândia tem composição tonalítica, com uma textura magmática preservada, o que o caracteriza como uma intrusão pós-tectônica (Sabaté et al., 1990; Alves da Silva, 1991). O Plúton de Barrocas situa-se na porção mais ao sul da SVSRI, em torno de 1 km ao sul da Mina

Fazenda Brasileiro. Segundo Alves da Silva (1991) este plúton não apresenta uma estrutura dômica concêntrica, tratando-se de um corpo heterogêneo, que foi afetado posteriormente por penetrativo cisalhamento dextral.

A deformação da ZDS foi inicialmente caracterizada através de uma complexa evolução policíclica por Teixeira (1985) que reconheceu cinco fases de deformação superimpostas. Reinhardt & Davison (1989, 1990) apresentam um modelo em três fases superimpostas de deformação progressiva, sendo as duas primeiras responsáveis pela estruturação geral da ZDS. Segundo estes últimos autores a fase  $F_1$  é caracterizada por um cisalhamento dextral, que produziu uma foliação milonítica penetrativa EW/50S e uma lineação de estiramento EW/Subhor.; em um segundo evento  $F_2$  teriam sido gerados dobramentos assimétricos e heterogêneos com planos axiais EW/40S e eixos EW/Subhor., cavalgamentos se desenvolveram ao final  $F_2$ . Kishida et al. (1991) sugerem que a ZDS seja uma estrutura em dúplex quilométrica vergente para norte. Alves da Silva et al. (1993a,b) elaboraram um modelo de deformação para toda a SVSRI e sugerem a existência de um primeiro evento de deformação  $D_1$  de natureza tangencial com vergência para sul, cujas evidências só foram encontradas na ZDS, ao qual foi superimposto, consecutivamente, um evento  $D_2$  transcorrente dextral e cavalgamentos tardios vergentes para norte.

### Zona Deformacional Norte (ZDN)

A porção centro norte da SVSRI é constituída por três seqüências litoestratigráficas principais (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Davison et al., 1988; Silva, 1984; Alves da Silva & Matos (1991): (i) Domínio Vulcânico Máfico, denominado de Unidade Rebolo por Alves da Silva et al. (1991), é constituída principalmente por metabasaltos, localmente com estruturas tipo *pillow lavas* preservadas, metatufos máficos e brechas de fluxo, com intercalações subordinadas de metassedimentos químicos. As vulcânicas desta unidade, de acordo com Silva (1984, 1987, 1991, 1992), possuem uma assinatura geoquímica de basaltos toleíticos com características transicionais entre fundo oceânico tipo pmorb e basaltos de arcos de ilha tipo iat representando o assoalho de uma bacia do tipo retro-arco. (ii) Domínio vulcânico félsico, nomeado Unidade Maria Preta por Alves da Silva et al. (1991), é representado basicamente por metaandesitos intercalados com metapiroclásticas e intrusivas dacíticas e dioríticas.

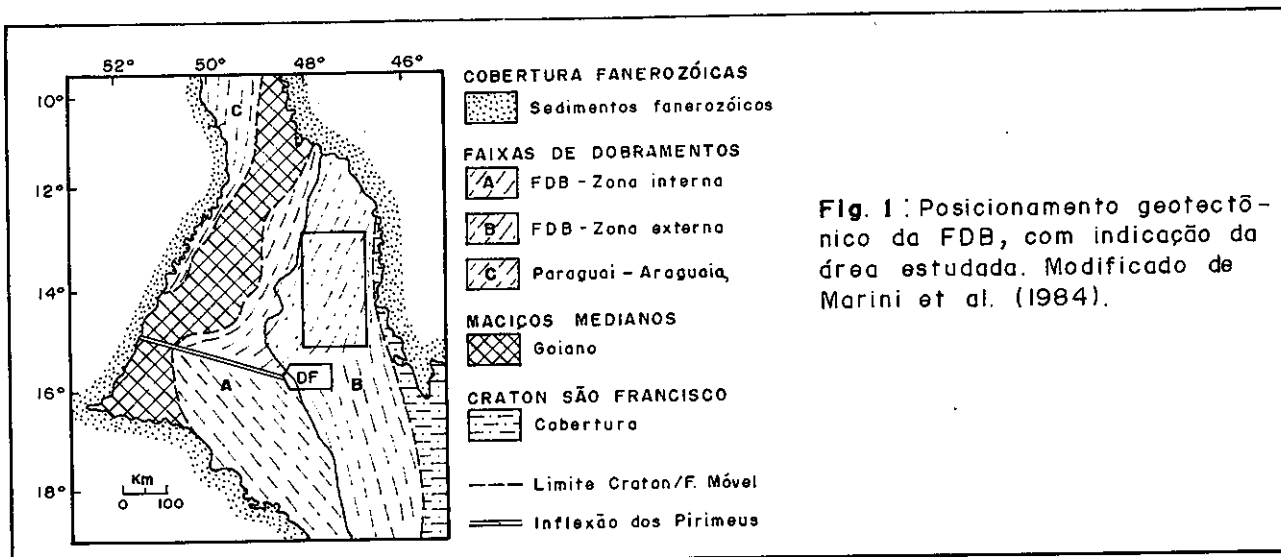
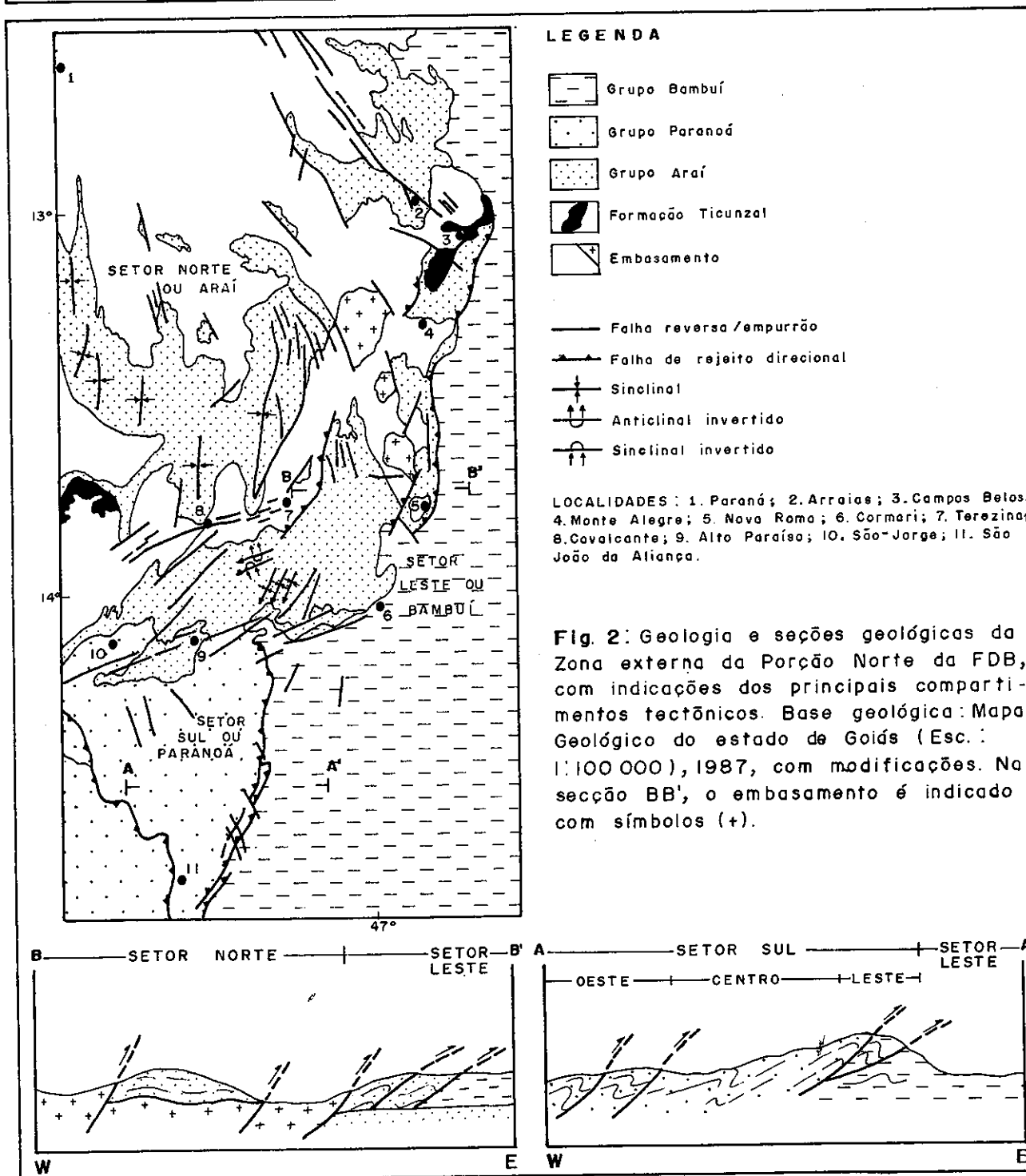


Fig. 1: Posicionamento geotectônico da FDB, com indicação da área estudada. Modificado de Marini et al. (1984).



## CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR DO RIO ITAPICURU

FLÁVIO H. FREITAS-SILVA - IG-UNB BRASÍLIA/DF  
CARLOS E. S. COELHO - DNPM BRASÍLIA/DF

### INTRODUÇÃO

A partir do final da década de 80 a seqüência vulcano sedimentar do Rio Itapicuru (SVSRI) tem sido alvo de inúmeros trabalhos referentes à sua estruturação, litogeoquímica e geocronologia. Tais informações tem embasado a elaboração de modelos geotectônicos para evolução desta região.

### GEOLOGIA REGIONAL

A SVSRI é constituída por basaltos toleíticos, vulcânicas calcioalcalinas e sedimentos derivados destas vulcânicas metamorfisados no fácies xisto verde (Kishida & Riccio, 1980). Duas zonas deformacionais são reconhecidas na SVSRI (Alves da Silva et al. 1992): (i) Zona deformacional Sul (ZDS) ou Faixa Weber, que corresponde a um grupo de zonas de cisalhamento direcionais destrais com atitude EW/50S com uma extensão em torno de 10 km (Reinhardt & Davison, 1990). (ii) Zona deformacional Norte (ZDN) ou Fazenda Maria Preta caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento direcionais sinistrais com atitude média NS/70W e uma extensão em torno de 50 km (Freitas-Silva & Coelho, 1993; Coelho & Freitas-Silva, subm.)

#### Zona Deformacional Sul (ZDS)

Três unidades litoestratigráficas são reconhecidas na ZDS: (i) Unidade Vulcânica Máfica, composta predominantemente por metabasaltos os quais apresentam um quimísmo de basaltos de fundo oceânico (nmorb) ou mais provavelmente toleitos de arcos insulares (IAT) (Figueiredo, 1993); (ii) Unidade Vulcânica Félsica- Intermediária, a qual apresenta assinatura geoquímica típica de zonas de subducção (Figueiredo, 1993); (iii) Unidade Sedimentar formada predominantemente por grauvacas e arcósios, quimicamente semelhantes às vulcânicas félsicas-intemediárias. Estas características geoquímicas levaram Figueiredo (1993) a sugerir um ambiente tectônico de bacia de retro-arco para a SVSRI.

Os granitóides intrusivos na ZDS são representados pelos plútons de Teofilândia e Barrocas (Alves da Silva, 1991). O plúton de Teofilândia tem composição tonalítica, com uma textura magmática preservada, o que o caracteriza como uma intrusão pós-tectônica (Sabaté et al., 1990; Alves da Silva, 1991). O Plúton de Barrocas situa-se na porção mais ao sul da SVSRI, em torno de 1 km ao sul da Mina

Fazenda Brasileiro. Segundo Alves da Silva (1991) este plúton não apresenta uma estrutura dômica concêntrica, tratando-se de um corpo heterogêneo, que foi afetado posteriormente por penetrativo cisalhamento dextral.

A deformação da ZDS foi inicialmente caracterizada através de uma complexa evolução policíclica por Teixeira (1985) que reconheceu cinco fases de deformação superimpostas. Reinhardt & Davison (1989, 1990) apresentam um modelo em três fases superimpostas de deformação progressiva, sendo as duas primeiras responsáveis pela estruturação geral da ZDS. Segundo estes últimos autores a fase F<sub>1</sub> é caracterizada por um cisalhamento dextral, que produziu uma foliação milonítica penetrativa EW/50S e uma lineação de estiramento EW/Subhor.; em um segundo evento F<sub>2</sub> teriam sido gerados dobramentos assimétricos e heterogêneos com planos axiais EW/40S e eixos EW/Subhor., cavalgamentos se desenvolveram ao final F<sub>2</sub>. Kishida et al. (1991) sugerem que a ZDS seja uma estrutura em dúplex quilométrica vergente para norte. Alves da Silva et al. (1993a,b) elaboraram um modelo de deformação para toda a SVSRI e sugerem a existência de um primeiro evento de deformação D<sub>1</sub> de natureza tangencial com vergência para sul, cujas evidências só foram encontradas na ZDS, ao qual foi superimposto, consecutivamente, um evento D<sub>2</sub> transcorrente dextral e cavalgamentos tardios vergentes para norte.

#### Zona Deformacional Norte (ZDN)

A porção centro norte da SVSRI é constituída por três seqüências litoestratigráficas principais (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Davison et al., 1988; Silva, 1984; Alves da Silva & Matos (1991): (i) Domínio Vulcânico Máfico, denominado de Unidade Rebolo por Alves da Silva et al. (1991), é constituída principalmente por metabasaltos, localmente com estruturas tipo *pillow lavas* preservadas, metatufos máficos e brechas de fluxo, com intercalações subordinadas de metassedimentos químicos. As vulcânicas desta unidade, de acordo com Silva (1984, 1987, 1991, 1992), possuem uma assinatura geoquímica de basaltos toleíticos com características transicionais entre fundo oceânico tipo pmorb e basaltos de arcos de ilha tipo iat representando o assoalho de uma bacia do tipo retro-arco. (ii) Domínio vulcânico félsico, nomeado Unidade Maria Preta por Alves da Silva et al. (1991), é representado basicamente por metaandesitos intercalados com metapiroclásticas e intrusivas dacíticas e dioríticas.

Gaal et al.(1987) propuseram um modelo de evolução geotectônica do nordeste da Bahia, durante o Proterozóico Inferior, com formação de crosta oceânica na bacia de Jacobina e posterior subducção da mesma para leste, sob o Complexo Caraíba, interpretado como um remanescente cratônico com a SVSRI sendo interpretada como uma bacia de retro-arco.

Silva (1987, 1990, 1991) baseada em dados de campo, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos propôs um modelo semelhante ao de Gaal et al.(1987), mas restrito à área da SVSRI.

A ausência de evidências de geração de crosta oceânica na bacia de Jacobina, levou Figueiredo (1989) a propor uma modificação do modelo de Gaal et al. (1987), sugerindo uma abertura oceânica a leste da bacia do Rio Itapicuru, também considerada como bacia de retro-arco, e inversão da polaridade da subducção.

Com a caracterização da Suíte São José do Jacuípe como representante de crosta oceânica (Melo et al., apud Figueiredo & Barbosa, 1993) e reinterpretação dos gnaisses sódicos do cinturão Senhor do Bonfim como rochas vulcânicas intermediárias-ácidas (Figueiredo & Barbosa, 1993), o modelo de subducção proposto por Gaal et al.(1987) volta a ser considerado em parte, com o Complexo Caraíba considerado como um arco magmático de margem continental ao invés de um remanescente cratônico (Figueiredo & Barbosa, 1993). Neste modelo o Complexo de Caraíba e a bacia de retro-arco da SVSRI representariam adições magmáticas geradas pela subducção de crosta oceânica para leste sob o bloco Serrinha, como indica a vergência estrutural para oeste da faixa Jacobina e do Complexo Caraíba.

No caso da SVSRI, a vergência estrutural para leste e a zanação de vulcânicas, piroclásticas e sedimentos dispostos, nesta ordem, de oeste para leste sugerem uma subducção, da crosta oceânica gerada no retro-arco, com vergência para oeste. A caracterização de uma deformação predominantemente transcorrente sinistral na SVSRI, e a ausência de indícios de uma tectônica de *nappes*, indicam que o processo colisional nesta faixa foi do tipo subducção oblíqua.

Assim teríamos um modelo de colisão com subducção tanto para leste sob o arco (Complexo Caraíba) desenvolvido na borda do microcontinente composto pelo bloco Santaluz (Fig.01), estruturando a Faixa Jacobina, como também subducção para oeste no retro-arco (Faixa da SVSRI), entre as bordas de dois possíveis microcontinentes representados pelos Bloco Mairi à oeste, e Bloco Uauá à leste (Fig. 01).

Os dados geocronológicos disponíveis para este setor, sumarizados em Silva (1992), Teixeira (1993), Schrank & Silva (1993) e Figueiredo & Barbosa (1993), indicam uma evolução destas seqüências entre 1,9 e 2,2 Ga. Desta forma parece bem

caracterizada uma evolução geotectônica, destas seqüências vulcano-sedimentares, marcado por importante episódio de acreção crustal ocorrido nesta porção do Cráton do São Francisco no Proterozóico Inferior.

## AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Prof. Luiz J.H. Del-Rey Silva pela revisão crítica do texto.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVES da SILVA, F. C. & MATOS, F. M. V. 1991. *Proceedings of Gold'91*. Belo Horizonte. p.629-635.
- ALVES DA SILVA et al. 1993a. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t316:serie II.
- ALVES DA SILVA et al. 1993b. **SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO**, 2. Salvador. p.63-66.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. *J. South Am. Earth Sci.*, 2:131-145.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1993. **SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO**, 2. Salvador. p.67-69.
- FIGUEIREDO, M. C. H. & BARBOSA, J. S. F. 1993. In: DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.63-84.
- FREITAS-SILVA, F. H. & COELHO, C. E. S. 1993. **SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO**, 2. Salvador. p.327-330.
- COELHO, C. E. S. & FREITAS-SILVA, F. H. 1993. *Econom. Geol.*, Subm.
- DAVISON, I. et al. 1988. *Prec. Resch.*, 42:1-17.
- GAAL, G. et al. 1987. **INTERN. SYMP. ON GRANITE AND METALOG.** (texto inédito). 2p.
- KISHIDA, A. 1979. Dissert. Mestrado (inédito). Salvador. UFBA. 98p.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. 1980. *Prec. Resch.*, 11:161-178.
- KISHIDA, A. et al. 1991. *Proceedings of Gold'91*. Belo Horizonte. p.49-59.
- LEBEDE, S. & HOPPE, A. 1990. **CONGR. BRAS. GEOL.**, 36. Natal. Bol. Resum., p.354.
- MATOS, F. M. V. 1988. Dissert. Mestrado (inédito). Salvador. UFBA. 82p.
- MATOS, F. M. V. & CONCEIÇÃO, H. 1993. **SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO**, 2. Salvador. p.60-62.
- REINHARDT, M. C. & DAVISON, I. 1989. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):121-131.
- REINHARDT, M. C. & DAVISON, I. 1990. *Econom. Geol.*, 85:952-967.
- SABATÉ, P. et al., 1990. **CONGR. BRAS. GEOL.**, 36. Natal. Bol. Resum., p.323.
- SCHRANK, A. & SILVA, M. G. 1993. In: DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.85-118.
- SILVA, M. G. 1984. In: SÁ, P. V. S. V. & DUARTE, F. B. (Eds) *Geol. e Recursos Míner. do Estado da BA. Textos Básicos*, 5:6-42.
- SILVA, M. G. 1987. Tese de Doutorado (inédita). Univ. de Freiburg. 170p.
- SILVA, M. G. 1990. **CONGR. BRAS. GEOL.**, 36. Natal. Bol. Resum., p.322.
- SILVA, M. G. 1991. **SIMP. GEOL. NORDESTE**, 14. Recife. p.216-219.
- SILVA, M. G. et al. 1992. **CONGR. BRAS. GEOL.**, 37. São Paulo. v.2:227-228.
- TEIXEIRA, W. 1993. In: DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.11-33.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M. H. 1991. *Prec. Resch.*, 53:1-22.

# CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA SEQUÊNCIA VULCANO SEDIMENTAR DO RIO ITAPICURU

FLÁVIO H. FREITAS-SILVA - IG-UNB BRASÍLIA/DF

CARLOS E. S. COELHO - DNPM BRASÍLIA/DF

## INTRODUÇÃO

A partir do final da década de 80 a seqüência vulcano sedimentar do Rio Itapicuru (SVSRI) tem sido alvo de inúmeros trabalhos referentes à sua estruturação, litogeoquímica e geocronologia. Tais informações tem embasado a elaboração de modelos geotectônicos para evolução desta região.

## GEOLOGIA REGIONAL

A SVSRI é constituída por basaltos toleíticos, vulcânicas calcioalcalinas e sedimentos derivados destas vulcânicas metamorfisados no fácies xisto verde (Kishida & Riccio, 1980). Duas zonas deformacionais são reconhecidas na SVSRI (Alves da Silva et al. 1992): (i) Zona deformacional Sul (ZDS) ou Faixa Weber, que corresponde a um grupo de zonas de cisalhamento direcionais destrais com atitude EW/50S com uma extensão em torno de 10 km (Reinhardt & Davison, 1990). (ii) Zona deformacional Norte (ZDN) ou Fazenda Maria Preta caracterizada por um conjunto de zonas de cisalhamento direcionais sinistrais com atitude média NS/70W e uma extensão em torno de 50 km (Freitas-Silva & Coelho, 1993; Coelho & Freitas-Silva, subm.)

### Zona Deformacional Sul (ZDS)

Três unidades litoestratigráficas são reconhecidas na ZDS: (i) Unidade Vulcânica Máfica, composta predominantemente por metabasaltos os quais apresentam um quimísmo de basaltos de fundo oceânico (nmorb) ou mais provavelmente toleitos de arcos insulares (IAT) (Figueiredo, 1993); (ii) Unidade Vulcânica Félsica- Intermediária, a qual apresenta assinatura geoquímica típica de zonas de subducção (Figueiredo, 1993); (iii) Unidade Sedimentar formada predominantemente por grauvacas e arcósios, quimicamente semelhantes às vulcânicas félsicas-intemediárias. Estas características geoquímicas levaram Figueiredo (1993) a sugerir um ambiente tectônico de bacia de retro-arco para a SVSRI.

Os granitóides intrusivos na ZDS são representados pelos plútons de Teofilândia e Barrocas (Alves da Silva, 1991). O plúton de Teofilândia tem composição tonalítica, com uma textura magmática preservada, o que o caracteriza como uma intrusão pós-tectônica (Sabaté et al., 1990; Alves da Silva, 1991). O Plúton de Barrocas situa-se na porção mais ao sul da SVSRI, em torno de 1 km ao sul da Mina

Fazenda Brasileiro. Segundo Alves da Silva (1991) este plúton não apresenta uma estrutura dômica concêntrica, tratando-se de um corpo heterogêneo, que foi afetado posteriormente por penetrativo cisalhamento dextral.

A deformação da ZDS foi inicialmente caracterizada através de uma complexa evolução policíclica por Teixeira (1985) que reconheceu cinco fases de deformação superimpostas. Reinhardt & Davison (1989, 1990) apresentam um modelo em três fases superimpostas de deformação progressiva, sendo as duas primeiras responsáveis pela estruturação geral da ZDS. Segundo estes últimos autores a fase F<sub>1</sub> é caracterizada por um cisalhamento dextral, que produziu uma foliação milonítica penetrativa EW/50S e uma lineação de estiramento EW/Subhor.; em um segundo evento F<sub>2</sub> teriam sido gerados dobramentos assimétricos e heterogêneos com planos axiais EW/40S e eixos EW/Subhor., cavalgamentos se desenvolveram ao final F<sub>2</sub>. Kishida et al. (1991) sugerem que a ZDS seja uma estrutura em dúplex quilométrica vergente para norte. Alves da Silva et al. (1993a,b) elaboraram um modelo de deformação para toda a SVSRI e sugerem a existência de um primeiro evento de deformação D<sub>1</sub> de natureza tangencial com vergência para sul, cujas evidências só foram encontradas na ZDS, ao qual foi superimposto, consecutivamente, um evento D<sub>2</sub> transcorrente dextral e cavalgamentos tardios vergentes para norte.

### Zona Deformacional Norte (ZDN)

A porção centro norte da SVSRI é constituída por três seqüências litoestratigráficas principais (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Davison et al., 1988; Silva, 1984; Alves da Silva & Matos (1991): (i) Domínio Vulcânico Máfico, denominado de Unidade Rebolo por Alves da Silva et al. (1991), é constituída principalmente por metabasaltos, localmente com estruturas tipo *pillow lavas* preservadas, metatufos máficos e brechas de fluxo, com intercalações subordinadas de metassedimentos químicos. As vulcânicas desta unidade, de acordo com Silva (1984, 1987, 1991, 1992), possuem uma assinatura geoquímica de basaltos toleíticos com características transicionais entre fundo oceânico tipo pmorb e basaltos de arcos de ilha tipo iat representando o assoalho de uma bacia do tipo retro-arco. (ii) Domínio vulcânico félsico, nomeado Unidade Maria Preta por Alves da Silva et al. (1991), é representado basicamente por metaandesitos intercalados com metapiroclásticas e intrusivas dacíticas e dioríticas.

As vulcânicas desta seqüência apresentam um quimismo calcioalcalino similar à rochas vulcânicas de margens continentais ativas modernas (Silva 1984; 1987; 1991; 1992). Domínio Sedimentar, ou Unidade Riacho Seco de Alves da Silva et al. (1991), compõe-se de metagrauvas, metapsamitos e metapelitos derivados do retrabalhamento da pilha vulcânica. Lebede & Hoppe (1990) indicam um ambiente tectônico do tipo arco imaturo passando a arco maturo para a deposição destes sedimentos.

Os granitóides intrusivos da ZDN (cf. Matos, 1988; Davison & Matos, 1988; Matos & Conceição, 1993) são representados pelos plutons de Ambrósio, Nordestina e Pedra Alta, predominantemente de composição granodiorítica. São caracteristicamente alongados segundo a direção NS, possuindo bordas cisalhadas e gnaissificadas, onde observam-se fragmentos do embasamento, e núcleos relativamente preservados. Estes granitóides apresentam uma filiação calcioalcalina similar às vulcânicas félsicas-intermediária indicando uma cogeneticidade (Silva, 1984; Silva, 1987; Matos, 1988; Davison & Matos, 1988; Matos & Conceição, 1993).

Quanto ao arcabouço estrutural da ZDN existe um certo consenso que a estrutura geral (dominante) é representada por zonas de cisalhamento localizadas nos flancos de grandes sinformais.

Davison et al. (1988) interpretam a foliação regional  $S_1$  como uma clivagem de compactação a qual foi a seguir cisalhada, formando cinturões localizados de rochas bastante foliadas, e o conjunto então dobrado por sinclinais invertidos e anticlinais assimétricos, estes últimos ocupados por domos graníticos, compondo evento  $D_1$ . Entretanto estes mesmos autores enfatizam que não se observa repetições em larga escala da pilha estratigráfica da SVSRI, o que dificulta a aplicação de um modelo com grandes dobramentos.

Alves da Silva & Matos (1991) propõem um modelo semelhante àquele proposto por Davison et al. (1988), entretanto estes autores consideram a foliação  $S_1$  como uma foliação formada em uma primeira fase de deformação ( $F_1$ ) de caráter tangencial, a continuação destes movimentos tangenciais seria também responsável pelo suposto dobramento NS sinclinais invertidos e anticlinais assimétricos. Segundo estes autores uma fase de dobramentos de grande escala ( $F_2$ ) responderia pela inflexão da direção dominante NS na ZDN para uma posição EW na ZDS.

Kishida et al. (1991) propôs para a estruturação da ZDN o mesmo modelo que sugeriu para a ZDS, isto é, uma estrutura dúplex compressiva.

Alves da Silva et al. (1993a,b) propõem um modelo de evolução em dois estágios progressivos uma deformação tangencial com vergência para SE ( $D_1$ ) e um evento principal transcorrente sinistral ( $D_2$ ), concomitante às intrusões graníticas as quais provocariam as grandes dobras vergentes para leste.

Freitas-Silva & Coelho (1993) e Coelho & Freitas-Silva (subm.) ao estudarem a região da Fazenda Maria Preta propuseram um único evento de deformação progressiva onde todas as estruturas

observadas na SVSRI, podem ser explicadas como geradas, em parte ao mesmo tempo, através de um cisalhamento principal transcorrente sinistral, responsável pela estruturação geral NS da faixa. Na região investigada, nenhuma deformação mais antiga pré-cisalhamento transcorrente, (cf. Alves da Silva & Matos, 1991; Alves da Silva et al., 1993a,b) foi observada. Ao contrário, na seção realizada ao longo do Rio Itapicuru, este trabalho, é possível reconhecer vários domínios de rochas deformadas, as quais coincidem com as zonas de cisalhamento definidas por Alves da Silva & Matos (1991), intercaladas com zonas de rochas indeformadas ou pouco deformadas, demonstrando neste setor da SVSRI, o caráter deformacional em corredores, típico de zonas de cisalhamento. Nesta seção também não se observam repetições estratigráficas que pudessem evidenciar os grandes dobramentos NS sugeridos por Davison et al. 1988 (início do seu Evento  $D_1$ ), Alves da Silva & Matos (1991) (Fase  $F_2$ ) e Alves da Silva et al. (1993a,b) (dobramentos provocados pelas intrusões).

#### RELAÇÃO ESTRUTURAL ENTRE ZDN E ZDS

Alves da Silva & Matos (1991) sugeriram que a ZDS representava uma inflexão da ZDN provocada por dobramentos. Reinhardt & Davison (1989, 1990) sugeriram um cisalhamento transcorrente dextral para a ZDS, o que invalida este modelo de inflexão. Alves da Silva et al. (1993a,b), em um novo modelo, sugerem a possibilidade da ZDN e a ZDS formarem um par conjugado de cisalhamento ou representar uma reorientação do cisalhamento tangencial ocorrido no seu proposto evento  $D_1$ .

Partindo da suposição de que toda deformação observada na SVSRI corresponde a um único evento de deformação progressiva sob o mesmo campo de tensões regional, as transcorrências sinistral na ZDN e dextral na ZDS poderiam realmente representar um par conjugado. Entretanto, este campo de tensões dificilmente explicaria os dobramentos e cavalgamentos (dúplex compressivo) observados na ZDS (Reinhardt & Davison 1989, 1990; Kishida et al., 1991) em um modelo de par conjugado. É mais provável que a ZDS represente um cisalhamento subsidiário, do tipo  $P'$  ou  $R'$ , ao cisalhamento principal da ZDN, onde se espera a atuação de esforços compressivos NS que explicariam também o desenvolvimento, de cavalgamentos e dobramentos na ZDS.

#### MODELOS GEOTECTÔNICOS:

Diversos modelos geotectônicos têm sugerido processos colisionais do tipo arco-contidente para a região da SVSRI (Gaal et al., 1987; Silva 1987, 1990, 1991, 1992; Figueiredo, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991; Schranck & Silva, 1993; Figueiredo & Barbosa, 1993). Contudo este consenso sobre esta tectônica colisional entretanto, não elimina uma controvérsia quanto a polaridade da subducção.



Gaal et al.(1987) propuseram um modelo de evolução geotectônica do nordeste da Bahia, durante o Proterozóico Inferior, com formação de crosta oceânica na bacia de Jacobina e posterior subducção da mesma para leste, sob o Complexo Caraíba, interpretado como um remanescente cratônico com a SVSRI sendo interpretada como uma bacia de retro-arco.

Silva (1987, 1990, 1991) baseada em dados de campo, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos propôs um modelo semelhante ao de Gaal et al.(1987), mas restrito à área da SVSRI.

A ausência de evidências de geração de crosta oceânica na bacia de Jacobina, levou Figueiredo (1989) a propor uma modificação do modelo de Gaal et al. (1987), sugerindo uma abertura oceânica a leste da bacia do Rio Itapicuru, também considerada como bacia de retro-arco, e inversão da polaridade da subducção.

Com a caracterização da Suíte São José do Jacuípe como representante de crosta oceânica (Melo et al., apud Figueiredo & Barbosa, 1993) e reinterpretação dos gnaisses sódicos do cinturão Senhor do Bonfim como rochas vulcânicas intermediárias-ácidas (Figueiredo & Barbosa, 1993), o modelo de subducção proposto por Gaal et al.(1987) volta a ser considerado em parte, com o Complexo Caraíba considerado como um arco magmático de margem continental ao invés de um remanescente cratônico (Figueiredo & Barbosa, 1993). Neste modelo o Complexo de Caraíba e a bacia de retro-arco da SVSRI representariam adições magmáticas geradas pela subducção de crosta oceânica para leste sob o bloco Serrinha, como indica a vergência estrutural para oeste da faixa Jacobina e do Complexo Caraíba.

No caso da SVSRI, a vergência estrutural para leste e a zonação de vulcânicas, piroclásticas e sedimentos dispostos, nesta ordem, de oeste para leste sugerem uma subducção, da crosta oceânica gerada no retro-arco, com vergência para oeste. A caracterização de uma deformação predominantemente transcorrente sinistral na SVSRI, e a ausência de indícios de uma tectônica de *nappes*, indicam que o processo colisional nesta faixa foi do tipo subducção oblíqua.

Assim teríamos um modelo de colisão com subducção tanto para leste sob o arco (Complexo Caraíba) desenvolvido na borda do microcontinente composto pelo bloco Santaluz (Fig.01), estruturando a Faixa Jacobina, como também subducção para oeste no retro-arco (Faixa da SVSRI), entre as bordas de dois possíveis microcontinentes representados pelos Blocos Mairi à oeste, e Bloco Uauá à leste (Fig. 01).

Os dados geocronológicos disponíveis para este setor, sumarizados em Silva (1992), Teixeira (1993), Schrank & Silva (1993) e Figueiredo & Barbosa (1993), indicam uma evolução destas seqüências entre 1,9 e 2,2 Ga. Desta forma parece bem

caracterizada uma evolução geotectônica, destas seqüências vulcano-sedimentares, marcado por importante episódio de acreção crustal ocorrido nesta porção do Cráton do São Francisco no Proterozóico Inferior.

## AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Prof. Luiz J.H. Del-Rey Silva pela revisão crítica do texto.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVES da SILVA, F. C. & MATOS, F. M. V. 1991. *Proceedings of Gold'91*. Belo Horizonte. p.629-635.
- ALVES DA SILVA et al. 1993a. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1316:serie II.
- ALVES DA SILVA et al. 1993b. *SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 2. Salvador. p.63-66.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1989. *J. South Am. Earth Sci.*, 2:131-145.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1993. *SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 2. Salvador. p.67-69.
- FIGUEIREDO, M. C. H. & BARBOSA, J. S. F. 1993. In:DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.63-84.
- FREITAS-SILVA, F. H. & COELHO, C. E. S. 1993. *SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 2. Salvador. p.327-330.
- COELHO, C. E. S. & FREITAS-SILVA, F. H. 1993. *Econon. Geol.*, Subm.
- DAVISON, I. et al. 1988. *Prec. Resch.*, 42:1-17.
- GAAL, G. et al. 1987. *INTERN. SYMP. ON GRANITE AND METALOG.* (texto inédito). 2p.
- KISHIDA, A. 1979. *Dissert. Mestrado* (inédito). Salvador. UFBA. 98p.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. 1980. *Prec. Resch.*, 11:161-178.
- KISHIDA, A. et al. 1991. *Proceedings of Gold'91*. Belo Horizonte. p.49-59.
- LEBEDE, S. & HOPPE, A. 1990. *CONGR. BRAS. GEOL.*, 36. Natal. Bol. Resum., p.354.
- MATOS, F. M. V. 1988. *Dissert. Mestrado* (inédito). Salvador. UFBA. 82p.
- MATOS, F. M. V. & CONCEIÇÃO, H. 1993. *SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO*, 2. Salvador. p.60-62.
- REINHARDT, M. C. & DAVISON, I. 1989. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2):121-131.
- REINHARDT, M. C. & DAVISON, I. 1990. *Econon. Geol.*, 85:952-967.
- SABATÉ, P. et al., 1990. *CONGR. BRAS. GEOL.*, 36. Natal. Bol. Resum., p.323.
- SCHRANK, A. & SILVA, M. G. 1993. In:DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.85-118.
- SILVA, M. G. 1984. In: SÁ, P. V. S. V. & DUARTE, F. B. (Eds) *Geol. e Recursos Miner. do Estado da BA. Textos Básicos*, 5:6-42.
- SILVA, M. G. 1987. *Tese de Doutorado* (inédita). Univ. de Freiburg. 170p.
- SILVA, M. G. 1990. *CONGR. BRAS. GEOL.*, 36. Natal. Bol. Resum., p.322.
- SILVA, M. G. 1991. *SIMP. GEOL. NORDESTE*, 14. Recife. p.216-219.
- SILVA, M. G. et al. 1992. *CONGR. BRAS. GEOL.*, 37. São Paulo. v.2:227-228.
- TEIXEIRA, W. 1993. In:DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM/CNPq. p.11-33.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M. H. 1991. *Prec. Resch.*, 53:1-22.

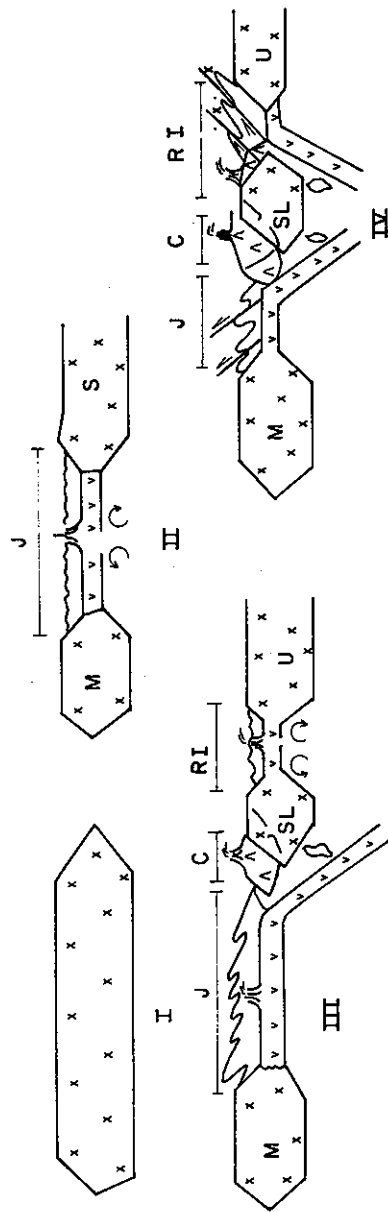


FIG. 01 - MODELO DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA PARA O NE DA BAHIA.  
 M - BLOCO MAIRI, S - BLOCO SERRINHA, SL - BLOCO SANTA LUZ, U - BLOCO UAUÁ,  
 C - COMPLEXO CARAÍBA, J - SEQUÊNCIA JACOBINA, RI - SEQUÊNCIA RIO ITAPICURU.

v CROSTA OCEÂNICA    A ARCO MAGMÁTICO    x CROSTA CONTINENTAL

## CORPOS METAMÁFICO-ULTRAMÁFICOS DO COMPLEXO JUIZ DE FORA NA PORÇÃO ORIENTAL DE MINAS GERAIS, SUAS MINERALIZAÇÕES E SEU CONTEXTO TECTÔNICO

**NÉLSON ANGELI** - UNESP/CÂMPUS RIO CLARO, PESQUISADOR DO CNPQ  
**YOCITERU HASUI** - UNESP/CÂMPUS DE RIO CLARO  
**ASIT CHOUDHURI** - UNICAMP  
**NICOLAU L. E. HARALYI** - EMIC HARALYI LTDA.

Vários corpos metamáfico-ultramáficos, associados ao Complexo Juiz de Fora, foram estudados da região do médio rio Doce para sul, no leste de Minas Gerais, entre as regiões de Virgolândia no norte e Cataguazes no sul (Figura 1), já reconhecidos por ANGELI & CHOUDHURI (1985) e ANGELI (1988). São eles aqui apresentados, por seu significado econômico e por constituírem uma associação petrotectônica importante no entendimento dos cinturões de alto grau., já que encerram registros da história geológica mais antiga cujo estudo é um dos desafios da Geologia na atualidade.

O corpo de Virgolândia é constituído de metaultramafitos, representados por anfíbolitos e xistos magnesianos, que representam metapiroxenitos, bem como por alguns metagabros. A foliação dessas rochas é paralela à dos hornblenda gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses encaixantes, seguindo a orientação regional em torno de N-090/35.

Localmente, esse corpo apresenta porções mais preservadas da alteração hidrotermal (ou metamorfismo), e ali são encontrados ortopiroxênios reliquiares seccionados por anfíbolios (em grande parte hornblenda) e as rochas parecem corresponder a metawebsteritos e meta-harzburgitos, indicando um corpo de natureza peridotito-piroxenítica pouco diferenciado.

Hercinita nele ocorre com certa abundância, fato que se associa a metamorfismo e se explica pela reação envolvendo forsterita e anortita resultando na associação de ortopiroxênio e espinélio. Em algumas amostras, hornblendas aparecem exibindo exsolução de cummingtonita, a qual também ocorre como cristais isolados, permitindo estimar temperatura de formação acima de 700°C e pressão superior a 3 kb.

Associadas aos metapiroxenitos ocorrem mineralizações de asbesto antofilitico, sob a forma de veios ou de antofilita xistos, que foram mineradas, em parte até a exaustão.

O corpo de Divinolândia de Minas aparece a cerca de 100 km a sudoeste do anterior e está encaixado em ortognaisses granodioríticos, localmente migmatizados, o conjunto exibindo foliação em torno de N-105/60. As rochas metaultramáficas são representadas essencialmente por metaharzburgitos serpentinizados, que exibem cristais-reliquia de olivina e ortopiroxênio. Associa-se a esse corpo uma

concentração de níquel laterítico estimada em cerca de 2,5 milhões de toneladas com 1,7% Ni.

Em Tarumirim aparecem dois pequenos corpos (Santa Rita e Bananal de Cima), afastados 10 km entre si, encaixados em gnaisses granodioríticos e frequentemente injetados de materiais pegmatóides. As rochas metaultramáficas intensamente serpentinizadas, predominam sobre os termos metabásicos e são representadas por serpentinitos, tremolita-actinolita-serpentina xistos e tremolita-actinolita fels. Aparece ali uma reserva de níquel laterítico estimada em 1 milhão de toneladas com 1% Ni.

Na região de Ipanema foram mapeados sete corpos metamáfico-ultramáficos serpentinizados: Santa Cruz, Santa Maria, Paraíso, Santa Rita, São Barnabé, Conceição de Ipanema e Professor Sperber, todos mineralizados em níquel, com exceção daquele de Paraíso que é portador de talco.

Os dois primeiros, distantes cerca de 30 km entre si, são os maiores e encerram as reservas mais volumosas. Estão encaixados em gnaisses kinzigíticos, que derivaram de sedimentos aluminosos e se associam a gnaisses predominantemente tonalíticos.

O corpo de Santa Cruz é o maior, elítico em planta, concordante com o *trend* estrutural regional, e de dimensões de 1,1 x 0,5 Km. Tem uma porção composta por metagabros, que se expõe cerca de 2 km a sudoeste e parece corresponder à parte superior do conjunto litológico. O corpo principal é dotado de foliação interna concordante com os gnaisses kinzigíticos e seus contatos são bruscos; na porção sudeste e leste é tectônico. Compõe-se de dunitos e peridotitos serpentinizados, metapiroxenitos, metagabros e matanortositos, que parecem representar produtos de diferenciação magmática, todos serpentinizados e/ou metamorfosados. Algumas porções do corpo apresentam estrutura bandada, com leitões de 1 a 5 mm de espessura, ricos em olivina ou ortopiroxênio, estes últimos menos suscetíveis à serpentinação. Os produtos de alteração de ortopiroxênio são: talco, clorita e menos comumente serpentina. As olivinas deram origem principalmente a serpentina.

Cromo-espinélio ocorre em quantidades pequenas nesse corpo, mas na porção superior dos metaharzburgitos aparecem vários níveis ricos nesse

mineral. A camada mais possante de cromitito tem até 1,5 m de espessura, 60-65% de cromo-espinélio e exibe nítido bandamento, com leitos ricos em cromo-espinélio ou serpentina. O cromo-espinélio apresenta-se em cristais subedrais a anedrais, fraturados e geralmente cortados por serpentina e clorita, de cor castanho-escuro e dispersos em matriz essencialmente serpentinitica. Aqui também aparecem resquícios de textura cumulática, com cristais de cromo-espinélio *cumulus* e serpentina intersticial (em grande parte olivinas, e em menor quantidade, ortopiroxênio serpentinizado).

Metanortositos ocorrem limitadamente na parte central (2-3% da área do corpo), em cotas mais elevadas. Normalmente forma blocos e fragmentos rolados que ocorrem junto com outros de material gabróide.

Os minerais opacos aparecem em quantidades de até 30% da rocha, em certas porções do metanortosito, muitas vezes preenchendo interstícios entre os cristais de plagioclásio e hornblenda. Grande parte deles, com predomínio de titano-magnetita, apresenta inclusões de plagioclásio, hornblenda e clorita. São frequentes grãos de magnetita associados a hematita, com textura de exsolução, em que o intercrescimento deu-se sob temperaturas superiores a 700° C (ANGELI et al. 1972).

O corpo encerra uma reserva de aproximadamente 5 milhões de toneladas de enetrandos nas olivinas e em ortopiroxênios primários. Também deve ser registrado que a antofilita, assim como a olivina, acham-se substituídas por talco e localmente cortadas por serpentinas. Isso faz supor que após uma fase de metamorfismo de fácies anfíbolito seguiu-se outra em fácies xisto-verde.

Na região de Rio Pomba, nas margens do rio Pomba, aparecem dois pequenos corpos (Cachoeirinha Alta e Cachoeira Baixa), distando aproximadamente 3 km um do outro. Eles estão encaixados em biotita gnaisses, possíveis metarcóseos, com foliação N-090/60.

Esses corpos acham-se parcialmente serpentinizados, observando-se relíquias de olivina e bronzita, bem como textura cumulática preservada. Predominam metaharzburgitos e metapiroxenitos (principalmente metabronzítitos), e mais localmente metawebsteritos.

Aparecem associados vários corpos mineralizados em asbesto antofilitico, predominando o do tipo *slip fiber*, em teores de 10 a 18% de fibras. Talco, clorita e, em menor proporção serpentina, aparecem associados à antofilita. As reservas podem ser estimadas em cerca de 300.000 t, estando praticamente esgotadas.

Próximo desse corpo, a cerca de 30 km nordeste de Rio Pomba, ocorre o de Tocantins, apresentando características similares.

O corpo de Cataguazes aparece próximo às margens do Rio Pomba e é de menor expressão superficial, com área de 0,1 km<sup>2</sup>. Encaixa-se em gnaisses kinzigíticos, granada-biotita gnaisses e gnaisses tonalíticos. O corpo metamáfico-ultramáfico acha-se intensamente serpentinizado, mas algumas

amostras ainda tem cristais-reliquia de ortopiroxênio com olivina *intercumulus*. Predominam metalherzolitos e metaharzburgitos com textura cumulática preservada. Em menor proporção aparecem anfíbolios fels, por vezes com estrutura fibrosa. No manto de alteração dessas rochas ocorre concentração de níquel laterítico, ainda não avaliada.

Os corpos metamáfico-ultramáficos descritos e outros menos expressivos que existem, apresentam-se em massas e lentes esparsas, de constituição simples ou complexa, neste caso com termos metaultramáficos e metamáficos variados, sugerindo inclusive caráter estratiforme. A geometria e posicionamento que se observa hoje relaciona-se com o desmembramento, deslocamento e imbricação impostos por movimentos tectônicos em condições essencialmente de ductilidade.

Tais corpos fazem parte do Complexo Juiz de Fora, que representa terreno de alto grau presumido como porção da crosta inferior alçada tectonicamente para nível crustal mais elevado. Como grande parte dos cinturões de alto grau, aqui também aparecem ortognaisses predominantemente do tipo TTG como constituintes essenciais, tendo enclaves de metassedimentos em forma de faixas restritas e lentes e enfeixados no chamado Grupo Paraíba do Sul; os corpos metabásico-ultrabásicos são os componentes menores. Todos esses litotipos apresentam paragêneses minerais de alto grau preservadas em extensos núcleos, tendo sido em grande parte mais ou menos retrometamorfizados em condições de temperaturas decrescentes, de fácies anfíbolito a xisto-verde e mais baixas, e mais ou menos afetados por migmatização e injeções granitóides, mormente estratóides, durante a deformação que os afetou.

O contexto tectônico desse cinturão de alto grau no leste de Minas Gerais deve ser visto em âmbito mais amplo. No leste de Minas Gerais é reconhecida uma zona de articulação de dois blocos crustais: o Bloco Vitória a leste, cuja borda corresponde aos terrenos de alto grau referidos, acavalado sobre o Bloco Brasília, representado por terrenos granito-*greenstone*, através de uma descontinuidade crustal bem marcada por dados gravimétricos e magnetométricos (HARALYI et al. 1985). Os litotipos de um e outro lado da descontinuidade mostram-se estruturados segundo um sistema de cavalgamento dúctil, com feições estruturais indicativas de transporte de massas de leste para oeste ao longo de rampa do tipo frontal orientada segundo N-S, ao sul infletindo para SE; esse sistema acha-se mais ou menos complicado por zonas de transcorrência dúctil (rampas laterais/oblíquas e feições tardias). Esse quadro lito-estrutural regional é interpretado em termos de um cinturão orogênico, profundamente erodido, gerado em zona colisional tipo himalaiano, com aquela descontinuidade correspondendo a uma sutura. Almeida (1981) já mostrava a íntima associação entre esta descontinuidade e a presença de intrusões máficas e ultramáficas, que definiam o limite da área estável tectonicamente (cráton do Paramirim). A primeira interpretação sobre estas intrusões sugeria que os

mesmos faziam parte de complexos ofiolíticos (Cinturão Serpentinítico Mantiqueira - Grossi Sad 1968).

O trend regional da foliação das rochas apresenta direções variando entre N-S e N30E, faixa esta correspondente a intervalo encontrado com maior frequência. Entretanto direções com valores mais elevados, bem como medidas no quadrante noroeste são também encontradas. O mergulho varia em média de 20° a 50° para E ou SE. Da mesma forma se tem porções com baixo mergulho (10° a 20°), como também com elevado mergulho (70° a vertical), mas que invariavelmente apresentam orientações voltadas para o quadrante oeste. Cabe ressaltar, que grande parte dos elevados ângulos de mergulho situam-se na porção leste da área mapeada (Folha Ipanema - Angeli 1988), nas proximidades do contato entre a unidade gnáissica e as rochas pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Rita do Mutum, as quais parecem assim terem afetado a atitude original da foliação metamórfica na região. Eixos de dobras com direção N-S e mergulhos subhorizontalizados, representam a fase mais antiga de deformação. A foliação mais conspicua exibe mergulhos variando de 40 a 60 graus, denunciando transporte generalizado para oeste (em direção à área cratônica) - S80E/40 (provavelmente de idade brasileira). Desta forma unidades da infracrosta foram alçadas para níveis crustais mais elevados, encontrando-se atualmente expostas ao longo desta região, que compreende a porção oriental do Estado de Minas Gerais e a porção ocidental dos Estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro (Angeli & Grossi Saad 1990). Para tanto, algumas dobras foram estudadas com detalhe, especialmente as dobras isoclinais cerradas, que foram tratadas pelo método das isógonas (Ramsay 1967), e pertencem à classe 3. Isto indica grande intensidade de deformação e alto estado de plasticidade da rocha, relacionando-se ao nível estrutural inferior (Allegre & Mattauer 1972) em condições de metamorfismo de

médio a alto grau (fácies do anfibolito superior até granulito).

Nesse quadro macrorregional, a origem dos corpos metamáfico-ultramáficos pode ser discutida em termos de (1) intrusivas nos granitóides que deram origem aos gnaisses, em forma de diques e *sills*, estes diferenciados ou não, (2) magmatitos associados aos metassedimentos referidos, em forma de intrusivas e vulcânicas, ou (3) até mesmo ofiolito fechado por tectônica colisional. Essa questão requer investigações mais detalhadas para elucidação, mas, de todo modo, os corpos são pré-tectônicos e foram submetidos à deformações e transformações metamórficas regionais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLÈGRE, C.J. & MATTAUER, M. - Structure et dynamique de la lithosphère. Hermann Editeurs, Paris: 472 p., 1972.
- ALMEIDA, F.F.M. de - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Simp. sobre o Cráton do S. Francisco e suas faixas marginais. Anais, Salvador: 1-9, 1981.
- ANGELI, N. - Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da Folha Ipanema, Minas Gerais. São Paulo, Instituto de Geociências/USP. (Tese de Doutorado), 1988.
- ANGELI, N. & CHOUDHURI, A. - Ultramafic complexes and associated mineral deposits in the Precambrian of Eastern Minas Gerais, Brazil. Mineralium Deposita, v. 20, p. 309-313, 1985.
- ANGELI, N.; CHOUDHURI, A.; CANDIA, M.A.F. & RIBEIRO FILHO, E. - Evolução metamórfica dos complexos máfico-ultramáficos de Ipanema (MG) e seu significado genético. São Paulo, UNESP, Geociências, v. II, n° 2, p. 81-104, 1992.
- ANGELI, N. & GROSSI SAD, J.H. - Geologia da Folha Ipanema e sua relação com a evolução geológica regional do Médio Rio Doce-Minas Gerais. Congr.Bras.Geol., 36°, Bol.Resumos, Natal: 355, 1990.
- GROSSI SAD, J.H. - Os cinturões serpentiníticos do Brasil Oriental. EM/UFOP, SICEG, Ouro Preto, 7: 140-153, 1968.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M. & RODRIGUES, C.R.V. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Belo Horizonte, Núcleo de Minas Gerais/SBG. (Boletim Especial Contribuições à Geologia e à Petrologia), p. 71-93, 1985.
- RAMSAY, J.G. - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York: 567 p., 1967.

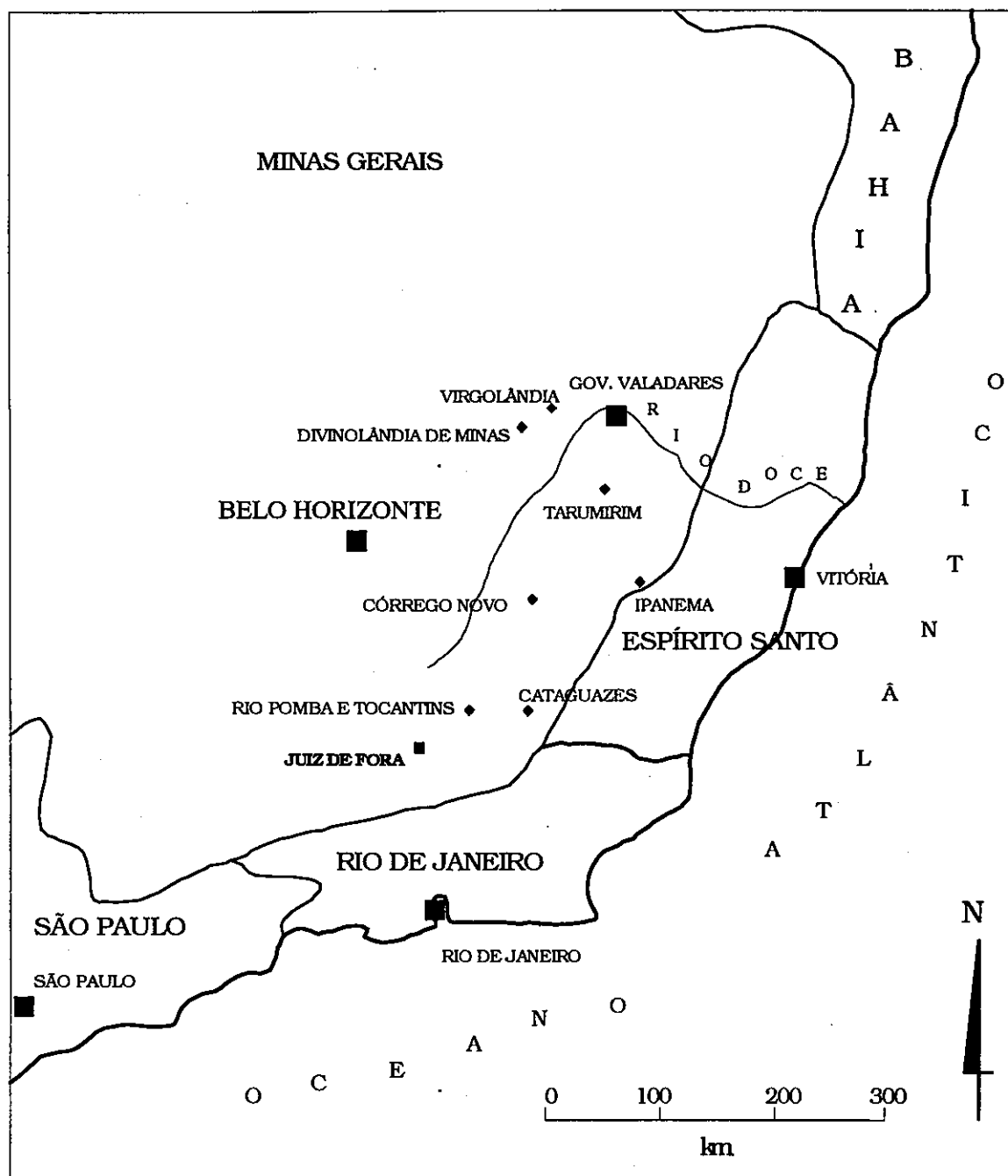


FIGURA 1 - Localização dos corpos metabásico-ultrabásicos da porção oriental do Estado de Minas Gerais.

# DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA NA ZONA DO LINEAMENTO PATOS E SUA CORRELAÇÃO COM A TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ, NE DO BRASIL

**JOÃO ADAUTO DE SOUZA NETO** - PÓS-GRADUAÇÃO IGCE/UNESP.  
**JEAN MICHEL LEGRAND** - DG/UFRN - PESQUISADOR 1 CNPQ.  
 FINANCIADO PELA FINEP/PADCT II E CNPQ.

## INTRODUÇÃO

O Lineamento Patos trata-se de uma estrutura geológica de grande expressão na Província Borborema, separando as faixas de dobramento Seridó e Salgueiro-Cachoeirinha, a norte e a sul respectivamente.

Neste trabalho destacam-se os eventos de deformação caracterizados em recente estudo na zona do referido lineamento, feito por Souza Neto (1993), em um área de cerca de 250 Km<sup>2</sup>, mapeada na escala 1:50.000, situada a 35 Km a Sudoeste da Cidade de Patos (PB) - Fig. 1.

## EVENTOS DE DEFORMAÇÃO

No estudo supramencionado foram identificados 06 (seis) eventos de deformação, sendo estes os seguintes:

**EVENTO 1:** Caracteriza-se por uma foliação que ocorre paralela ao acamamento primário em litotipos paraderivados, ou ao bandamento migmatítico em rochas ortoderivadas. Esta foliação é de difícil observação devido à intensidade dos eventos superimpostos, sendo preferencialmente observada em dobramentos da fase posterior.

**EVENTO 2:** Definido por uma foliação com *trend* E-W, de mergulho subvertical e com lineação de estiramento mineral comumente subhorizontalizada para W; tem dobras principalmente do tipo isoclinais. Paralelamente a esta foliação ocorre um intenso cisalhamento dextral, delineando megazonas de cisalhamento, que geram uma faixa de milonitos de aproximadamente 5 Km de espessura. Este é o evento mais proeminente da área (Fig. 2a).

**EVENTO 3:** Possui uma foliação com *trend* N30-40E, subvertical, e dobras do tipo abertas e apertadas assimétricas. Possui também associado à foliação um cisalhamento sinistral (Fig. 2b).

**EVENTO 4:** Delinea-se por uma foliação de caráter incipiente com *trend* NW-SE, bem como por dobramentos em megacala, que origina um padrão de interferência do tipo "laço" com os dobramentos prévios. Há ainda um cisalhamento dextral associado à foliação (Fig. 2c).

**EVENTO 5:** Responsável pelo desenvolvimento de um sistema de megadobramentos do tipo antiforme e sinforme, suaves e assimétricos, com eixos de direção preferencial E-W (Fig. 2d).

**EVENTO 6:** Gera falhamentos de direção NW-SE tanto sinistrais como dextrais, além de fraturas extensionais (corpos de quartzo e quartzo-magnetita) de direção NE-SW e um fraturamento preferencial N-S, subverticalizado (Fig. 2e).

Os eventos 2, 3, 4, 5 e 6 podem ser entendidos no contexto de uma única fase de deformação progressiva (D<sub>n</sub>). Neste caso o Evento 2 representaria um regime transcorrente dextral (Fig. 2a), o Evento 3 daria-se sob a atuação de uma compressão NW-SE e de um cisalhamento sinistral NE-SW (Figs. 2b e 3a), que representaria uma componente antitética do evento anterior no Modelo de Riedel (Figs. 3a e 3b). O evento subsequente 4 pode também representar um estágio evolutivo do cisalhamento dextral do Evento 2, resultando em redobramentos e transposição de camadas (Fig. 2c) e o cisalhamento dextral associado pode corresponder à componente sintética do Evento 2 (Figs. 3a e 3b). O Evento 5 representa uma compressão N-S atribuída a um estágio incremental do Evento 2 (Figs. 2d e 3b). Por fim, o Evento 6 refletiria uma complexa interação entre o cisalhamento dextral E-W (Evento 2) e sua componente antitética NE-SW (Evento 3) no campo da deformação frágil (Fig. 2e). Desta forma, os falhamentos dextrais NW-SE são sintéticos do regime de cisalhamento E-W (Fig. 3b), enquanto aqueles falhamentos sinistrais, de mesma direção, representam os sintéticos do cisalhamento NE-SW (Fig. 3c). O fraturamento da área (Fig. 2e) pode refletir a compressão N-S relacionada ao estágio incremental do Evento 2 (Fig. 3b), enquanto as fraturas extensionais podem estar relacionadas ao cisalhamento sinistral NE-SW (Fig. 3c).

Um exemplo de modelo que advoga a idéia de deformação progressiva é aquele de Archanjo (1987) para a Faixa de Dobramentos Seridó.

## CORRELAÇÃO COM AS FASES DE DEFORMAÇÃO DA FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ

Em um contexto mais regional, admitindo-se o Modelo de Corsini et al. (1991) que relaciona o regime transcorrente do Lineamento Patos com aquele transpressivo da Faixa de Dobramentos Seridó, pode-se tecer uma correlação tectônica da área ora estudada com as fases de deformação da faixa supracitada. Neste Modelo de Corsini et al. (1991) a

compressão E-W na megabacia do Seridó é resultante da colisão do Maciço Rio-Piranhas a Oeste, contra o bloco rígido na margem Leste da bacia (Maciço Caldas-Brandão). Tal compressão produziria dobramentos/estiramentos NE-SW, bem como cisalhamentos tardios de mesma direção, na Faixa de Dobramentos Seridó, e sincronicamente, cisalhamentos de direção E-W na Zona do Lineamento Patos.

Estes cisalhamentos E-W correspondem ao Evento 2 (Fase  $D_n$ ) deste trabalho, que seria correlato à Fase  $F_3$  definida por Jardim de Sá (1984), responsável pelos dobramentos/estiramentos e cisalhamentos na Faixa de Dobramentos Seridó (Fig. 4). Por outro lado, o Evento 1 (Fase  $D_{n-1}$ ) pode corresponder a uma outra fase anterior a  $F_3$ , como  $F_2$  ou  $F_1$ .

## CONCLUSÕES

Alguns pontos conclusivos deste trabalho merecem destaque:

1) Os eventos 2, 3, 4, 5 e 6 apresentam um íntimo e complexo relacionamento entre si, denotando a existência de uma única fase de deformação progressiva  $D_n$ . O Evento 1 corresponde a uma fase anterior,  $D_{n-1}$ .

2) A difícil observação das relações de truncamento entre as foliações dos eventos 3 e 4, pode ser um reflexo do próprio desenvolvimento conjunto das mesmas. Somando-se a isto as diferentes movimentações dos falhamentos (Evento 6), sob uma direção comum, podem também corroborar a idéia de uma deformação progressiva.

3) A idéia de deformação progressiva na Zona do Lineamento Patos é de fundamental importância no que diz respeito à correlação com a Faixa de Dobramentos Seridó. Necessita-se assim de uma reavaliação das fases de deformação nesta última faixa, alertando-se para a possível integração das mesmas em um regime tectônico mais amplo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHANJO, C.J. 1987. Estilos estruturais associados a rampas laterais na terminação Sul da Faixa Seridó. In: I SIMP. EST. TEC. Atas ... Salvador, SBG. Vol.I: 15-17.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C.J.; JARDIM de SÁ, E.F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó System, Northeastern Brazil. *Geology*, 19: 586-589.
- JARDIM de SÁ, E.F. 1984. Geologia da Região do Seridó: Reavaliação de Dados. In: SIMP. GEOL. NORD., 11. Natal, 1984. Atas. Natal, SBG. n° 9, p. 278-296.
- SOUZA NETO, J.A. 1993. Mapeamento Geológico de uma Área na Região de Itajubatiba-Catingueira (PB): Caso da Mineralização Aurífera em Rochas Calciossilicáticas. Relatório de Graduação, DG/UFRN, Inédito. 172 p.



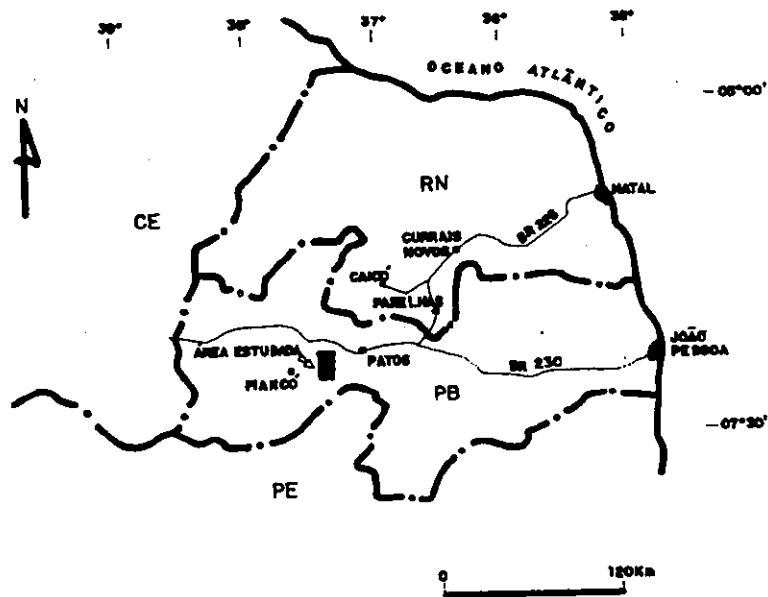


FIG.1 - Mapa de localização da área estudada.

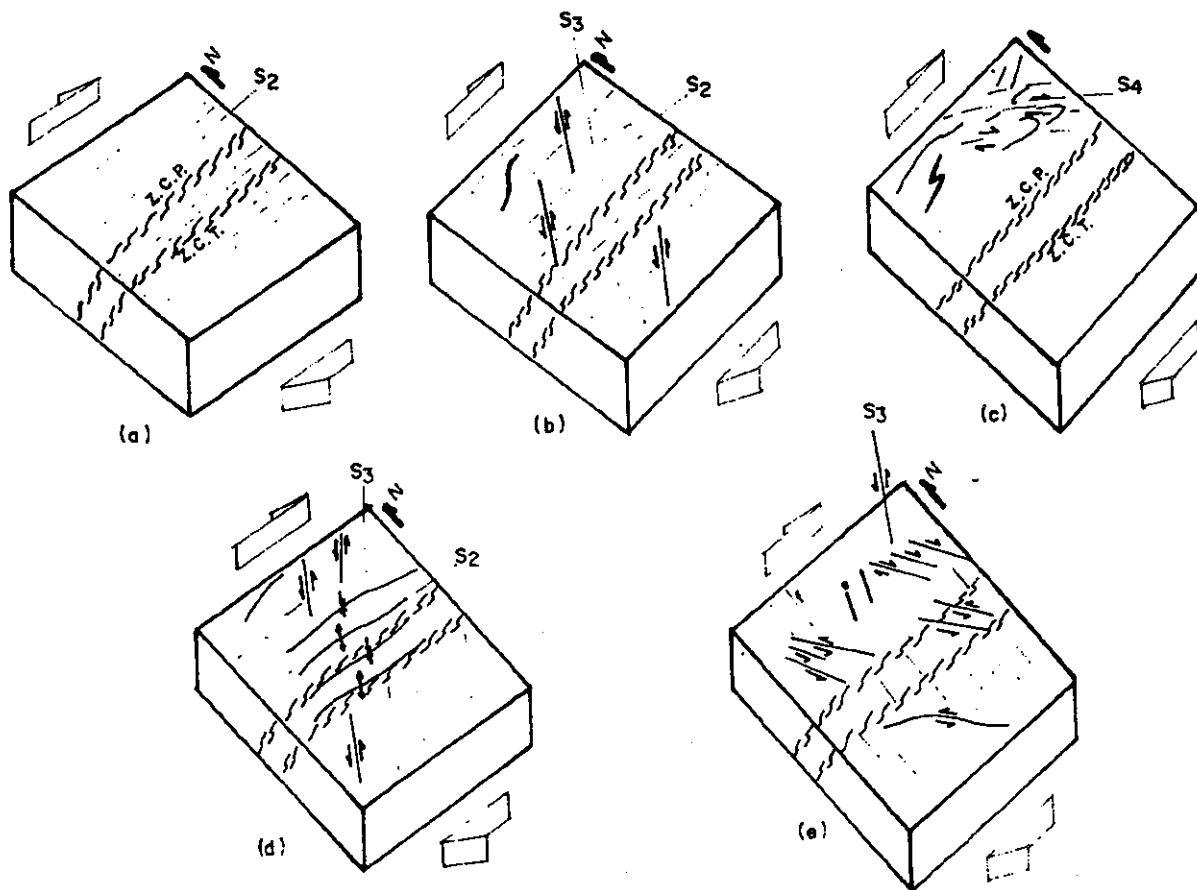


FIG. 2 - Blocos diagrama esquemáticos da área. De (a) para (e) representa as estágios da deformação progressiva  $D_n$ , ou seja, respectivamente eventos 2, 3, 4, 5 e 6. (Z.C.P.) Zona de Cisalhamento Patos e Tigre (Z.C.T.), (S) foliação referente aos eventos, (f) fraturamento, (e) fratura de extensão.

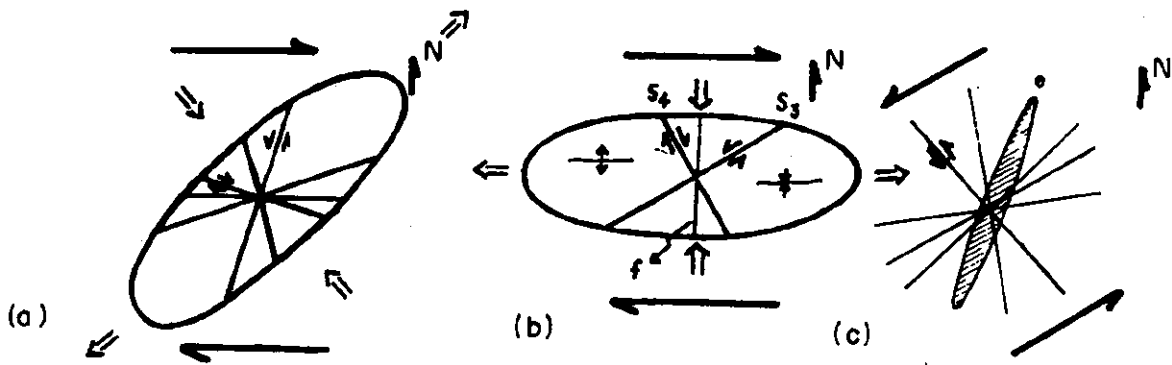


FIG. 3 - Modelo de Riedel. (a) cisalhamento dextral com elipse de deformação com direções de compressão-distensão e movimento dextral e sinistral conjugados. (b) estágio incremental da deformação mostrando a nova posição da elipse com movimentos sinistral (S<sub>3</sub>) e dextral (S<sub>4</sub>), fraturamento (f) e eixos de dobramento associados, (c) direção de cisalhamento sinistral (S<sub>s</sub>) com falhamento sinistral e fratura de extensão (e) associados.

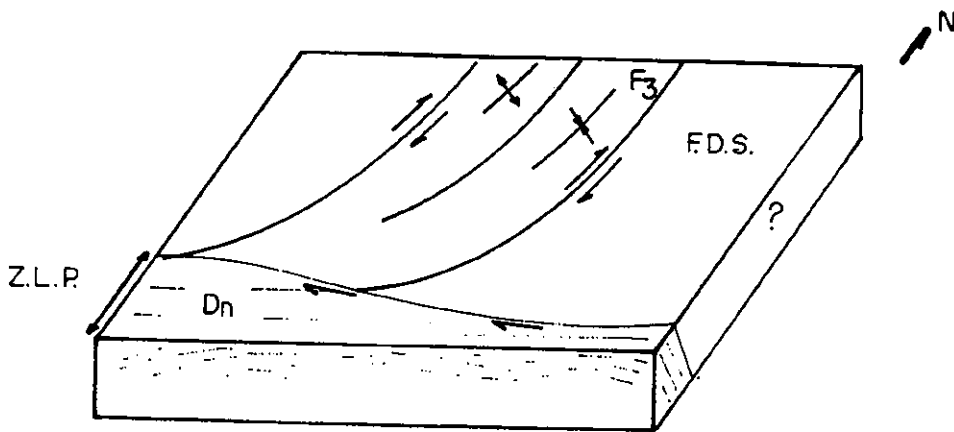


FIG. 4 - Bloco diagrama esquemático mostrando a correlação da Fase F<sub>3</sub> da Faixa de Dobramentos Seridó (F.D.S.), que gera dobramentos e cisalhamentos (NE-SW), com a Fase D<sub>n</sub> da área estudada na Zona do Lineamento Patos (Z.L.P.).

# DETERMINAÇÃO DE REGIMES TECTÔNICOS HOMOGÊNEOS A EXEMPLO DO MACIÇO GRANITÓIDE SÃO VICENTE- FLORÂNIA/RN

**ELTON LUIZ DANTAS - PÓS-GRADUAÇÃO IGCE/UNESP**  
**PETER C. HACKSPACHER - DPM/IGCE/UNESP**

O presente trabalho propõe uma metodologia de estudo para regiões que apresentam complexas histórias evolutivas. A mesma consiste na determinação da relação entre a história deformacional e os regimes tectônicos atuantes na área. Os regimes são considerados regiões estatisticamente homogêneas em relação a um certo grupo de elementos estruturais.

O Maciço granitóide de São Vicente-Florânia/RN (Dantas 1992), apresenta forma dômica, cuja compartimentação tectônica é resultante de uma fase de deformação direcional (Evento Dn+1) que afeta diferencialmente as estruturas mais antigas (Evento Dn), durante o Transamazônico.

A visão progressiva da evolução tectônica de uma área, possibilita que se tenha dois ou mais regimes atuando, concomitantemente ou sequenciadamente, dependendo da sua distribuição espacial na área e as interações cinemáticas.

A Figura 1 mostra a distribuição espacial dos regimes tectônicos reconhecidos na área em estudo. Neste mapa procurou-se representar os elementos estruturais penetrativos em cada domínio, o sentido de movimentos relativos entre blocos e os indicadores cinemáticos de sentido de transporte tectônico gerados em cada evento deformacional. Há o desenvolvimento progressivo de microtexturas específicas para cada um destes domínios.

Os resultados deste estudo podem ser assim apresentados:

## 1) REGIME COMPRESSIVO ASSOCIADO AO SISTEMA DE CAVALGAMENTO COM "TREND NW, EM CONDIÇÕES SUB-SÓLIDAS

O domínio é caracterizado pela predominância de estruturas planares e lineares com "trend" NW (Dn) apresentando mergulhos suaves em regiões de baixo "strain". Corresponde a região onde se encontram as rochas menos deformadas (parte central do domo), onde ainda são reconhecidas feições ígneas primárias, além de várias microtexturas que atestam a deformação em estado viscoso-plástico. A deformação em estado sub-sólido caracteriza-se pela recristalização de plagioclásio e microclina. Os pórfiros mostram-se rotacionados e com sombras de pressão frequentes.

Na foliação blastomilonítica de direção NW predominam estruturas do tipo oblato (campo do achatamento de FLINN, 1962), caracterizando um encurtamento crustal associado ao evento Dn. Mesmo

em locais onde se tem uma superposição de um outro regime tectônico (transcorrente), a lineação NW é preservada. As dobras geradas durante este evento são isoclinais a recumbentes, e têm eixos horizontalizados com "trend" NW (Ln') e NE (Ln'').

Transcorrências WNW com movimentos sinistrais são interpretadas como rampas laterais localizadas.

O estudo cinemático relacionado ao evento Dn, mostra que os empurrões se formaram antes das transcorrentes, sendo vergados e rotacionados para a nova direção de cisalhamento, podendo inclusive sofrer dobramentos.

Neste domínio as feições macroestruturais predominantes são zonas axiais de grandes antifomes, sendo comuns padrões de interferência do tipo domo e bacia, em escala meso e macroscópica.

Nestes locais a lineação NE associada a Dn+1 comporta-se como uma lineação de interseção pouco penetrativa, e as zonas de cisalhamentos transcorrentes são feições localizadas com movimentos sinistrais NE e NW.

A deformação rúptil é caracterizada por quebramento, fraturas, "kinks" e geminação mecânica nos fenocristais.

## 2) REGIME TRANSCORRENTE SINISTRAL NE

Na região de São Vicente (RN) a estrutura marcante é um cinturão de cisalhamento do tipo "Rabo de Cavalo", dado por um feixe anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes, em que a lineação de estiramento NW (Ln) é rotacionada no sentido antihorário e verticalizada nos planos da foliação com direção mostrando "trend" NE. Uma lineação de estiramento Ln+1 subhorizontal com caimento NE é gerada nos planos verticais. A falha principal tem orientação NS encurvando-se para N80E na porção Sul. Nas extremidades da zona transcorrente, desenvolvem-se zonas de cisalhamento secundárias de mesma direção com rejeito oblíquo, formando um duplex direcional (WOODCOCK 1986), que caracteriza uma estrutura em flor positiva

Estas estruturas evidenciam uma tectônica complexa associando regimes de cisalhamento diversos (cavalgamentos a transcorrentes).

Neste domínio é comum o recobrimento de duas zonas de cisalhamento, formando as falhas transcorrentes conjugadas, mostrando um padrão assimétrico curvilíneo, com disposição divergente. Estas falhas secundárias de orientação N50E são as

segundas estruturas a se formarem dentro de um sistema transcorrente.

A foliação NE é paralela aos eixos de dobras de  $D_{n+1}$ , que mostram mergulhos variando de 0 a 40°.

O posicionamento dos eixos das dobras  $D_n$  em relação às zonas de cisalhamento, incluindo dobras em bainha, indica um padrão do tipo "en échelon", oblíquo em relação à direção do estiramento NE.

Com a atuação da deformação progressiva finita, ocorre aumento no deslocamento total da zona de cisalhamento e gradual diminuição do ângulo entre os eixos das dobras (lineação b) e a zona de cisalhamento transcorrente NE, terminando com o truncamento e paralelismo dos eixos e a direção de máximo estiramento. Esses locais correspondem às zonas de alto "strain", onde existe intenso retrabalhamento da rocha original.

Na presença de enxames de diques de granitos, a lineação de estiramento NW ( $L_n$ ) é verticalizada e fica NS. Nestas regiões, a intensa compressão sofrida pelas rochas encaixantes e o contraste de viscosidade entre litologias, geram padrões de interferência do tipo bumerangue e domo e bacia.

Uma outra feição marcante neste domínio é a redução do tamanho do grão devida à recristalização dinâmica induzida em zonas de alto "strain", que causa intensa redução do tamanho dos grãos. Os anfíbolitos são as litologias que melhor refletem este fenômeno em função da sua reologia e diferença de competência com o material neossomático gerado durante a deformação.

A cristalização de epidotos associados a reativações de zonas de cisalhamento transcorrentes, são evidências de que estas rochas foram submetidas a uma milonitização na fácies xisto-verde posterior a uma blasto-milonitização na fácies anfíbolito, que por sua vez, foi a responsável pela deformação que causou a redução do tamanho dos grãos em alta temperatura.

Isto significa que no contato granitóides-metassedimentos existe um retrabalhamento no sentido de modificação da rocha original, enquanto que no centro da estrutura as rochas estão pouco afetadas por esta tectônica.

### 3) REGIME TRANSPRESSIVO

Uma zona de compressão é formada nas bordas do domo de São Vicente-Florânia em direção aos contatos com os metassedimentos do Grupo Seridó. Neste domínio há o desenvolvimento de estruturas associadas a um regime transpressivo, tardiamente à deformação tangencial  $D_n$ , já que a transpressão é oblíqua ao estiramento NW.

Segundo GHOSH e SENGUPA (1987), as dobras escalonadas são as primeiras estruturas a se formarem em regime transpressivo, aparecendo na cobertura induzida pela movimentação de blocos no embasamento. Os blocos do embasamento ficam rígidos e o cisalhamento só ocorre no contato entre os blocos. Desta maneira, a tectônica transpressiva seria atuante apenas no contato dos metassedimentos da cobertura supracrustal com o embasamento, como por exemplo, na porção N-NE da cidade de Florânia.

Desenvolvem-se as feições semelhantes àquelas da região de São Vicente, com pórfiros totalmente recristalizados em alta temperatura. Localmente, têm-se fenocristais preservados com recristalização de microclina nas sombras de pressão.

A feição mais marcante no domínio, é o encurvamento e a rotação dos elementos planares e lineares de "trend" NW ( $D_n$ ) para a direção N20E. O encurvamento dos elementos estruturais é seguido do aumento dos mergulhos da foliação e dos eixos das dobras, que mostram ângulos variados em direção ao contato com os metassedimentos do Grupo Seridó. Estes estariam jogados sobre os granitóides e o contato por empurrão sugere que as litologias sejam alóctones nesta região.

Os indicadores cinemáticos da lineação de estiramento  $L_n$  (NW) evidenciam que as ortoderivadas no flanco W do domo estão sofrendo deslizamento (vergência e mergulho das camadas com caimento para NW), em relação aos metassedimentos sobrejacentes.

Teoricamente, GHOSH e SENGUPA (1987) mostram que o plano axial das dobras escalonadas, situadas sobre o centro das zonas de transcorrências, apresenta disposição vertical, tornando-se progressivamente inclinados de forma simétrica e com vergência centrífuga em relação à falha principal. Com o aumento da intensidade da deformação, aumenta a quantidade de antifomes e sinformes à medida que se aproxima das zonas transcorrentes. Dobras antigas em alto ângulo com a direção de cisalhamento, sofrem compressão acompanhada por espessamento crustal (duplicação de camadas). Assim, um modelo de rampa lateral poderia ser sugerido, contudo, este não explicaria a translação da lineação. O modelo de transpressão local seria evidenciado pela presença de dobras paralelas dentro das zonas transcorrentes, que indicariam encurtamento perpendiculares a transcorrentes.

O traço axial forma um S em relação à falha principal, assumindo ângulos maiores a medida que as dobras se afastam da zona de máximo cisalhamento. Este parece ser o caso da área de Florânia, onde a falha transcorrente principal NE corresponderia ao cinturão de cisalhamento São Fernando (MAGINI & PETTA 1991). Zonas de cisalhamento transcorrentes localizadas, causam uma intensa muscovitização e recristalização de biotita verde, bem como se observa um aumento na quantidade de epidotos em direção aos contatos com os metassedimentos do Grupo Seridó.

Localmente existem zonas onde os traços axiais das dobras são afetados pelo cisalhamento simples e se paralelizam ao "trend" N20E. O contato antes horizontal entre os granitóides e a cobertura é verticalizado posteriormente.

A transpressão representa um modelo onde se combina cisalhamento puro e simples. O componente de cisalhamento puro seria dado pela compressão que gerou os grandes antifomes e sinformes regionais e o cisalhamento simples seria evidenciado em campo, pela rotação passiva dos elementos estruturais da

posição NW para a NE, causando a coincidência da linhação  $L_n$  com os eixos de dobras de  $L_{n+1}$  de orientação NE, sem geração de novas estruturas. Modelos semelhantes mostrando a translação do padrão cinemático devido a transpressão foram descritos por RATSCHBACHER (1985) e RIDLEY (1986).

Falhas frágeis E-W cortam todas as litologias existentes na área.

#### 4) REGIME TRANSCORRENTE DEXTRAL

Regionalmente, este regime tectônico é o mais expressivo, correspondendo aos grandes lineamentos com "trend" NE observados na Província Borborema, tidos anteriormente como cinturões de dobramentos (SÁ, 1984) e interpretados atualmente como cinturões de cisalhamentos transcorrentes dextrais. São zonas direcionais de alto "strain" com a foliação  $S_{n+1}$  verticalizada.

O domínio se estende linearmente da porção SW da cidade de São Vicente à N de Cruzeta. O "trend" das estruturas é predominante NE, com a geração de uma linhação de estiramento  $L_{n+1}$  NE subhorizontal e eixos de dobras encurvados na direção de cisalhamento. No centro do domo, contudo, estas zonas têm pouca expressão, apenas invertem os "trends" das litologias, enquanto que nos metassedimentos do Seridó são a feição mais marcante.

Nos granitóides é comum a presença de falhas sintéticas com geometria helicoidal, formando estruturas do tipo "Tulipa", com mergulhos variando de  $65^\circ$  (no encurvamento da foliação para dentro da zona de cisalhamento) à  $75-90^\circ$  (dentro da zona transcorrente). Padrões de interferência dômicos são formados durante o encurvamento da foliação  $S_n$  (associada ao cavalgamento) para a direção de cisalhamento transcorrente ( $S_{n+1}$ ), isto é são formados devido a mudança de regime tectônico.

#### 5) REGIME EXTENSIONAL

O domínio do regime extensional situa-se na porção SW da área em estudo. É limitado a leste por uma zona transcorrente dextral, que rotaciona empurrões para a direção do cisalhamento e a oeste é limitado por empurrões de alto ângulo com sentido de movimento para norte. Zonas transcorrentes dúcteis-rúpteis cortam todas as litologias presentes.

As fraturas extensionais são de alto ângulo, ocorrendo na bissetriz do ângulo formado pelas falhas transcorrentes dextrais sintéticas e antitéticas, geradas pela direção máxima do cisalhamento. Desenvolvem-se em zonas de alto "strain" formando duplexes extensionais.

As fraturas extensionais sugerem um escorregamento do bloco central do domo entre São Vicente e Florânia para Sul.

Nesta região também é evidente o desenvolvimento de outras feições estruturais importantes, que são :

- Penetratividade de duas linhações  $L_n$  (NW) e  $L_{n+1}$  (NE) de estiramento se cruzando.
- Todos os elementos estruturais em baixo ângulo.
- O cisalhamento transcorrente é predominantemente rúptil.
- Dobras em bainha desenvolvidas no evento  $D_n$  com sentido de transporte tectônico para NW.
- Cavalgamentos oblíquos associados à transcorrente.
- Linhação de interseção NS.
- Formação de boudins extensionais

Nesta região é possível admitir que se desenvolvem associações de retrabalhamento, no sentido de modificações petro-tectônicas das litologias que compõem os granitóides. Resultam na formação de gnaisses bandados por deslizamentos interestratatos, associado a um regime de cisalhamento do tipo cavalgamento com deformação heterogênea, onde as litologias mais plásticas funcionam como camadas lubrificantes para camadas mais rígidas. Esta tectônica mostra a atuação de um regime anterior ao extensivo, caracterizando estruturas do tipo duplex contracionais e extensionais.

A formação de grandes "pods" não deformados com o eixo X alongado regionalmente é marcante na região, isto faz com que sejam delimitadas áreas de alto e baixo "strain" em escala macroscópica.

Uma característica deste domínio é que os blastos já se recristalizaram na sua maioria, restando só os pseudomorfos dos pórfiros. Predomina a recristalização intensa de microclina e formação de novos grãos de contatos retos e poligonais, com muita mirmequita associada

Contudo ainda há feições ígneas preservadas, como na Localidade Saquinho (W da figura 1) onde se tem fenocristais de microclina mostrando sombra de pressão preenchida por microclina recristalizada, que caracteriza o crescimento de blastos nesta litologia em altas condições P-T. Também se observa o epidoto com núcleos de allanita.

Em direção aos contatos das ortoderivadas com os metassedimentos do Grupo Seridó, temos o aumento das feições dúcteis-rúpteis, controladas por falhas frágeis, e recristalização de biotita verde em  $D_{n+1}$ .

Acompanhando a intensa recristalização nas rochas desta região, há o desenvolvimento de microfaturas extensionais afetando os fenocristais de maneira diferenciada a depender da diferença de competência com a matriz.

A milonitização reconhecida nos mármore, com grãos rotacionados e estirados sugere que esta litologia também tenha sido afetada pela deformação tangencial NW.

#### 6) REGIME TRANSTRATIVO/TRANSTENSIVO

O regime Transtensivo caracteriza-se pela atuação simultânea de um componente compressivo e de um componente trativo, resultante do soerguimento do maciço. Este regime é responsável pelo abatimento de blocos, dentro do domo, e rotação destes em torno de eixos horizontais. Logo, nos estágios tardios da

deformação, não temos deslocamento direcional interblocos, apenas a rotação de um bloco em relação a outro, devido a componente compressiva. Ocorre também, nas bordas do domo, a reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes, em estado rúptil-dúctil, causando o deslocamento entre as grandes unidades mapeadas (metassedimentos supracrustais e o domo).

Este regime é representado em campo, por fraturas subverticais, dispostas radialmente por toda a área. Pode-se interpretar as estruturas geradas neste evento, como falhas reversas dúctil-rúptil, que são responsáveis pelo basculamento de litologias. A penetrabilidade das falhas é diretamente proporcional à reologia das estruturas afetadas.

A rotação de blocos durante a deformação rúptil já foi sugerida por HACKSPACHER et al. (1986).

## CONCLUSÃO

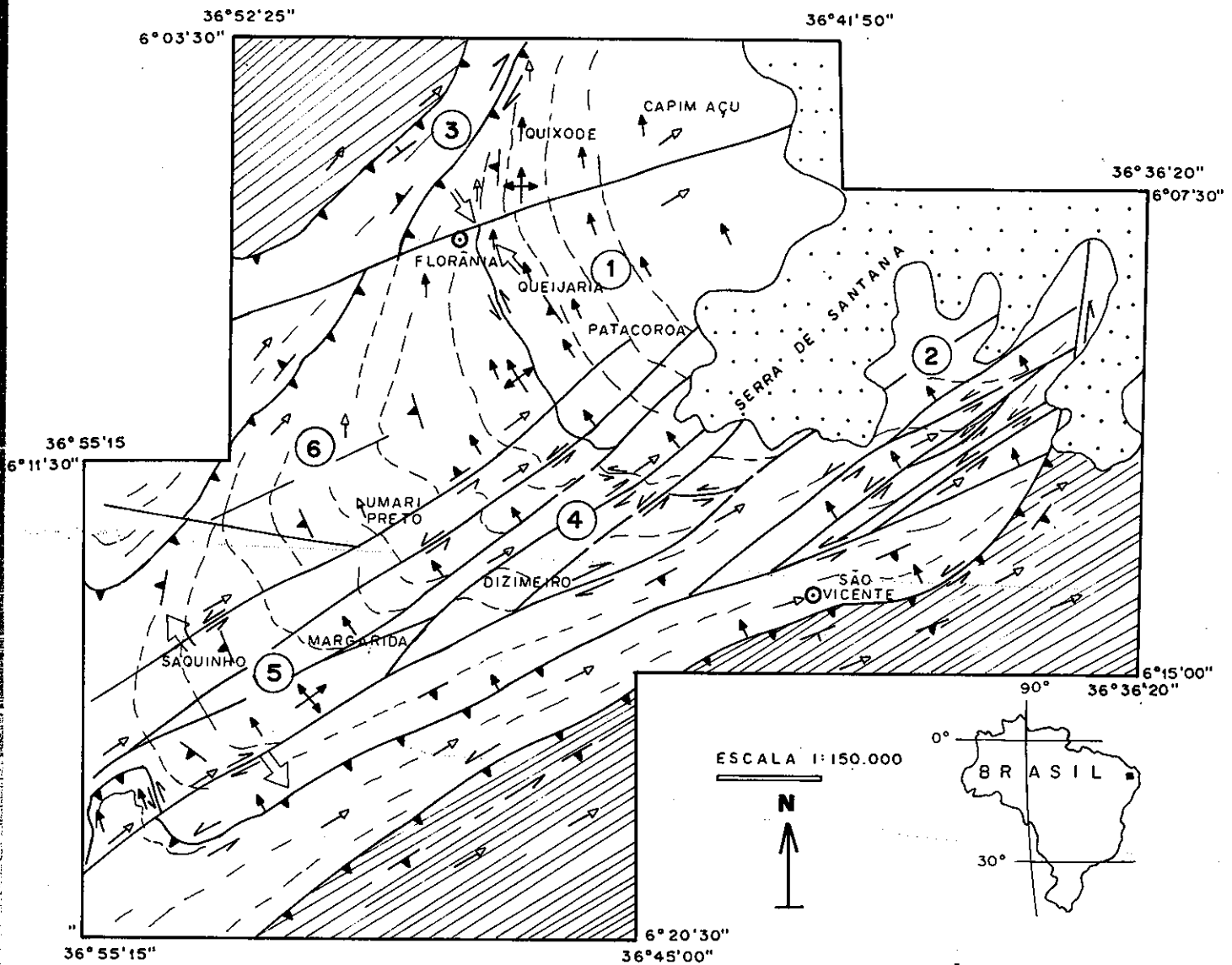
Os diferentes regimes tectônicos reconhecidos na área sustentam um modelo de evolução progressiva da deformação, iniciando-se com uma intrusão do maciço associada a um regime tangencial Dn com transporte de SW para NW, associado a rampas laterais NW. O limite E do domo é dado por uma zona de cisalhamento sinistral Dn+1 e o W por transcorrentes dextrais Dn+1. Os elementos

estruturais na parte central do domo rotacionam para os seus limites, paralelizando-se ao "trend" da encaixante NE. Uma tectônica dúctil é progressiva para uma dúctil-rúptil.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DANTAS, E. L. - 1992 - Evolução tectono-magmática do Maciço Polidapírico São Vicente/Florânia-RN. Diss. Mestrado UNESP v. 1 e 2. 272p.
- FLINN, D. - 1962 - On folding during three dimensional progressive deformation: Geol.Soc.London Quarterly J. v.118. p. 385-433.
- GHOSH, S.K. & SENGUPTA, S. - 1987 - Structural history of the Singhbhum Shear Zone in relation to the northern folded belt. In: Geological evolution of Peninsular India- Petrological and Structural Aspects. Hindustan Corp. New Dehli.
- HACKSPACHER, P. C., SILVA, C. A. & SANTOS, J. P. - 1986 - A geologia do complexo gnaiss migmatítico entre São Vicente-Florânia - Rn - Uma análise preliminar. Anais do XII Simp. Geol. Nord., João Pessoa, 262-269.
- MAGINI, C.; PETTA, R. A., HACKSPACHER, P. C. - 1991 - Geometria das zonas de cisalhamento Açú, São Fernando e Caicó, RN. 3<sup>o</sup> SNET., 39-41.
- RATSCHBACHER, L. - 1986 - Kinematics of Austro-Alpine Cover nappes: changing translation path due to transpression. Tecton., 125, 335-356.
- RIDLEY, Y. - 1986 - Structural stretching lineations and fold axis oblique to a shear displacement direction - a model and observation - J. Str. Geol., 8, 647-653.
- SÁ, E. F. J. - 1984 - Geologia da Região do Seridó: Reavaliação de Dados. Atas XI Simp. Geol. Nord., Natal, 278-296.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. - 1986 - Strike-Slip duplexes - J. Str. Geol., 8, 7, 725-735.

36° E  
6° 11' 30"



- ① REGIME COMPRESSIVO VISCOSO
- ② REGIME TRANSCORRENTE SINISTRAL
- ③ REGIME TRANSPRESSIVO
- ④ REGIME TRANSCORRENTE DEXTRAL
- ⑤ REGIME EXTENSIONAL
- ⑥ REGIME TRATIVO/TRANSTENSIVO
  
- MACIÇO GRANÍTICO SÃO VICENTE - FLORÂNIA
- ▨ METASSEDIMENTOS DO GRUPO SERIDÓ

- $L_n$
- $L_{n+1}$
- ▼  $S_n$
- └  $S_{n+1}$
- ≡ ZONA DE CISLHAMENTO TRANSCORRENTE  $D_{n+1}$
- ▼ CAVALGAMENTO/DESLIZAMENTO
- ↔ EIXO DE DOBRA
- ▨ TREND ESTRUTURAIS
- ⇒ TENSORES  $D_n$

FIG. 1 — MAPA DE REGIMES TECTÔNICOS DA FASE  $D_n$  E  $D_{n+1}$

## EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO BLOCO ITACAMBIRA-MONTE AZUL ENTRE BARROÇÃO E PORTEIRINHA (MG)

**FERNANDO ANTÔNIO CROCCO-RODRIGUES - (DOCEGEO)**

**MARCELO LOPES VIDIGAL GUIMARÃES - (ECOGEO)**

**FRANCISCO ROBÉRIO DE ABREU - DOCEGEO)**

**OSWALDO AMADO BELO DE OLIVEIRA - DOCEGEO)**

**FERNANDO MARTINS GRECO - DOCEGEO)**

Este texto complementa o trabalho apresentado por GUIMARÃES et al. (1993 - neste simpósio) que apresenta uma compartimentação de unidades geológicas na região norte de Minas Gerais, entre Barroco e Porteirinha. O citado trabalho descreve as unidades definidas a partir de mapeamento geológico em escala 1:50.000 (ECOGEO, 1992), enquanto este trabalho aborda as mesmas unidades quanto às suas características estruturais, apresentando também um modelo de evolução tectônica regional.

O Cráton do São Francisco, no Estado de Minas Gerais, está recoberto generalizadamente por metassedimentos do Precambriano Médio e Superior. Junto a borda leste do cráton, dentro da Faixa Araçuaí existem janelas estruturais que expõem rochas do Precambriano Inferior e do Arqueano. Uma destas janelas alinha-se com orientação aproximada NS, desde Itacambira (MG) até Monte Azul (MG) (figura 1), dentro da faixa móvel ao longo da borda leste do cráton. Se estende, no entanto, para Norte até Santana do Riacho (BA), dentro da área cratonizada. O conjunto rochoso exposto por esta janela estrutural será aqui denominado de Bloco Itacambira-Monte Azul (BIMA).

O BIMA está constituído por 6 unidades (GUIMARÃES et al., op.cit.): Complexo Metamórfico Córrego do Cedro (CMCC), Grupo Riacho dos Machados (GRM), Suite Granitóide Pedra do Urubu (SGPU), Suite Granitóide Gorutuba (SGG), Suite Monzonítica Paciência (SMP) e Suite Granítica Confisco (SGC). Intrusivos nestas unidades encontram-se vários corpos de rochas máficas e ultramáficas, metamorfisadas. Bordejando o BIMA a oeste, estão presentes na área mapeada unidades do Grupo Macaúbas. É importante mencionar que unidades do Supergrupo Espinhaço também bordejam o BIMA, principalmente em sua porção leste. Contudo, esta unidade não está presente nos limites mapeados. Foram reconhecidas ainda intrusivas básicas mesozóicas e coberturas cenozóicas.

O número de dados geocronológicos no BIMA é reduzido. Se restringem ao trabalho de SIGA Jr. et al. (1987) realizado na região de Barroco (MG). Os resultados deste estudo realizado em rochas granitóides indicaram atividade termal em três períodos principais: 2,8 G.a., 2,0-1,8 b.a. e 0,6 G.a.. Embora não se estabeleça uma relação clara com as descrições apresentadas por SIGA Jr. et al. (1987) o

mais provável é que as datações com 2,8 G.a. tenham sido obtidos em rochas do CMCC e que as datações com 2,0-1,8 G.a. procedam de granitóides da SGPU.

O conjunto de estruturas tectônicas presentes nestas unidades indicam a atuação de pelo menos 4 eventos deformativos na região.

O evento mais antigo (Dn) com registro na área está caracterizado no CMCC pelo desenvolvimento de bandamento gnáissico e migmatização. A orientação de estruturas desta fase está obliterada pelas fases seguintes.

O arcabouço estrutural do BIMA está montado essencialmente pela estruturas desenvolvidas durante o evento Dn+1. Para efeito de descrição poderíamos organizar as estruturas em 3 fases não necessariamente separadas no tempo:

1) As unidades do CMCC e GRM encontram-se dobradas em escala quilométrica. As dobras têm estilo apertado, com eixos subhorizontalizados de orientação entre NS e N20E. Exibem uma tendência de eixo com caimento suave para sul, muito embora localmente apresentem eixos verticalizados. As dobras se impõem sobre o bandamento dos gnaisses do CMCC, que nos flancos assumem atitudes entre N25W e N20E e sobre o bandamento composicional de alguns xistos do GRM. Algumas feições indicam que as unidades SGPU e SGG também foram afetadas por esta fase.

2) As relações de contato entre as unidades CMCC, SGPU, SGG e GRM estão controladas por falhas de cavalgamento de alto ângulo, com orientação geral oscilando entre N10W e N20E e mergulhos variando de 45° a 70°. Falhas com estas características estão presentes também internamente nas unidades. A caracterização do movimento nas falhas (ou zonas de cisalhamento) pode ser feita pela identificação de estruturas do tipo S - C, que indicam sentido de transporte reverso ou oblíquo. A paragênese metamórfica nestas falhas é da facies xisto verde alto a anfíbolito, promovendo recristalização de feldspatos envolvidos por biotita nos gnaisses e formando quartzo-granada-estauroilita-cianita-biotita xistos no GRM. Enquadraria-se nesta fase a zona de cisalhamento do Ouro Fino, descrita por FONSECA (1993), onde a CVRD explora uma jazida de ouro.

É bastante comum a existência de zonas de cisalhamento com paragênese a quartzo e moscovita cortando as unidades granitóides da área. Estas



também foram enquadradas nesta fase, sendo a paragênese compatível com a facies anfíbolito. Além de formar zonas de intensa xistificação, o cisalhamento imprimiu nas unidades CMCC, SGPU, SGG e GRM uma xistosidade de penetratividade variável que assume atitudes que variam de N10W a N25E e mergulhos variando de 45° a 70° para NE-SE. Na porção norte da área a orientação desta xistosidade assume atitude N35-45E. Na região do Córrego da Fumaça, onde esta xistosidade é formada por quartzo + moscovita em rochas do CMCC, observa-se de forma clara que esta fase não afetou o Grupo Macaúbas. A xistosidade é truncada pela sedimentação e não afeta os quartzitos Macaúbas.

3) Um número considerável de falhas transcorrentes de orientação N15W a N60W e atitudes verticalizadas está presente em toda área. Algumas destas falhas estão presentes somente truncando as unidades do BIMA e algumas, provavelmente por reativação, também se instalaram sobre as unidades do Grupo Macaúbas. O sentido de movimentação nas falhas é bastante controverso e não foi alvo de detalhamento neste mapeamento. Contudo, especula-se que tenham sido predominantemente sinistrais e que tenham sido predominantemente dextrais durante as reativações.

O posicionamento dos corpos granitóides da SMP representam um marco importante na caracterização dos eventos tectônicos da área. As rochas desta unidade não foram afetadas pela estruturação até aqui descrita. As rochas guardam mineralogia e texturas ígneas muito bem preservadas evidenciando que nenhum evento em facies metamórfico anfíbolito, ou mesmo xisto verde alto, atuou na área após o posicionamento da SMP.

O estudo das estruturas tectônicas presentes nas unidades do Grupo Macaúbas, permitiu delinear os efeitos produzidos pela "tectônica brasileira" e compreender, com alguma clareza, suas relações com estruturas mais antigas no embasamento pré-Macaúbas. Os dois últimos eventos atribuídos à evolução regional estão inseridos no Ciclo Brasileiro. O primeiro (Dn+2) corresponde à extensão que acompanhou a deposição do Supergrupo São Francisco. É provável que tenha havido um evento extensional anterior a este durante a deposição das unidades do Supergrupo Espinhaço, mas não foram identificadas com segurança, nesta área, estruturas que comprovem tal fato. O segundo (Dn+3) refere-se a inversão da bacia imposta pelo desenvolvimento do cinturão da Faixa Araçuaí. Para explicar a geração das estruturas tectônicas brasileiras, a evolução da deformação e a configuração das relações atualmente observadas, propõe-se, tentativamente, o modelo apresentado na figura 1. O item 1 do esquema evolutivo apresentado na figura 1 corresponde ao terceiro evento (Dn+2) e os itens 2, 3 e 4 correspondem ao quarto evento (Dn+3). Os itens são discutidos a seguir.

1. Não deve ter havido um evento extensional de grande expressão precedendo a deposição do Grupo Macaúbas. Certamente, a extensão se deu predominantemente na direção EW, aproveitando as

estruturas do embasamento com orientação NS e secundariamente estruturas NW. Isso é evidenciado pela presença de diques clásticos na área e, em pelo menos um deles, está registrado o desenvolvimento de estruturas S - C indicando movimento normal. É bastante nítido que o BIMA tenha funcionado como um alto estrutural relativo, embora a sedimentação o tenha, provavelmente, recoberto por completo.

2. A existência de um cinturão de cavalgamentos na borda leste do Cráton do São Francisco instalado durante o Ciclo Brasileiro vem sendo advogada por diversos pesquisadores (SIGA Jr, 1986; entre outros). A instalação deste cinturão teve seu eixo situado a leste da área estudada e, como é comum em cinturões deste tipo, evoluiu progressivamente, afetando na sua zona interna toda a supra e a infra estrutura, e provocando descolamento da supra estrutura na zona externa. Zonas de cisalhamento horizontalizadas podem ser observadas em toda a Serra do Côco (porção norte da área). Estas nem sempre estão posicionadas exatamente na base da sedimentação Macaúbas, ou seja, no contato com as rochas do BIMA. Isso se deve ao fato de que certamente a superfície de deposição do Grupo Macaúbas era muito irregular e marcada por desnivelamentos de blocos durante a fase de extensão.

3. A evolução do cinturão teria levado a uma ampliação da zona interna afetando a infraestrutura cada vez mais para W. Com isto, o BIMA teria funcionado parcialmente como um anteparo e, por motivos não totalmente claros, sofreu um soerguimento acentuado, formando zonas de cisalhamento verticais que cortam os descolamentos e que estabelecem nítidos desníveis entre a base da sedimentação Macaúbas situada ao longo da borda oeste do BIMA e fora desta borda. As falhas verticais assumem estritamente a orientação das estruturas NS do evento Dn+1. O movimento das falhas verticais gerou sinclinais e anticlinais de eixos horizontalizados, com orientação paralela a das falhas. As dobras têm comprimento de onda de centenas de metros e amplitude de poucas dezenas de metros. As dobras podem ser mapeadas no campo pelo comportamento do acamamento sedimentar ou podem ser visualizadas em paredões formados nas escarpas da Serra do Côco.

As zonas de cisalhamento verticais geraram estruturas com características que indicam variação de comportamento do domínio cataclástico até o domínio transicional (SCHOLZ, 1988). Sugere-se que isto tenha ocorrido em função da focalização de fluidos ao longo das estruturas. Acrescenta-se ainda que aparentemente houve uma componente de movimentação direcional (dominantemente dextral) nas estruturas verticais, provocando localmente deslocamentos na escala de poucos dezenas de centímetros nas rochas do BIMA.

4. Mas a expansão do cinturão, com o conseqüente aumento das estruturas compressivas, teria continuado ainda um pouco mais. Assim, falhas reversas de alto ângulo cortam as falhas verticais ao longo da borda leste do BIMA (fora da área mapeada) e também se reproduziram na parte interna do BIMA

e na sua borda oeste pela reativação de estruturas mais antigas com orientação geral NS propícia para tanto. Entende-se que as zonas de cisalhamento que exibem paragênese da facies xisto verde tenham sido geradas nesta fase, especialmente pela reativação de estruturas mais antigas.

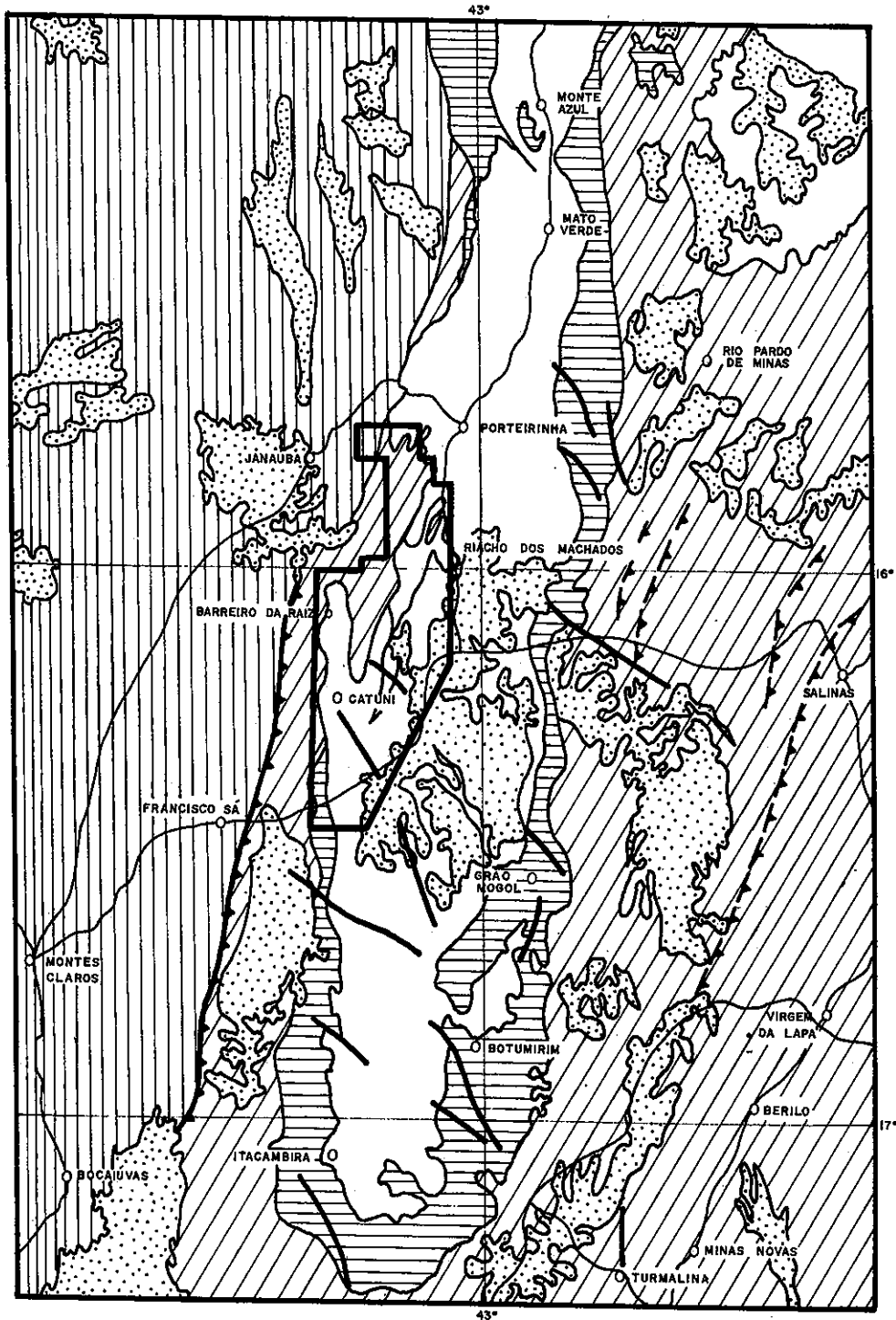
#### AGRADECIMENTOS

Os autores manifestam seu agradecimento a DOCEGEO, pela permissão de publicação deste texto, a ECOGEO e aos colegas Gilberto Hernandez, Nilton Carneiro, Mônica Freitas e Sônia Greco que contribuíram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.












#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ECOGEO (1992) - Mapeamento Tectono-Estrutural em Escala 1:50.000 da Região de Riacho dos Machados (MG). Relatório interno DOCEGEO, 145p. Inédito.
- FONSECA, E. (1993) - Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, Minas Gerais: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralização Associados. Dissertação de Mestrado, UFMG, 180 p.
- GUIMARÃES, M.L.V.; CROCCO-RODRIGUES, F.A.; ABREU, F.R. de; BELO DE OLIVEIRA, O.A. & GRECO, F.M. (1993) - Geologia do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroção e Porteirinha (MG). Neste simpósio.
- SCHOLZ, C.H. (1988) - The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting. *Geol.Rundsch.*, 77(1):319-328.
- SIGA Jr., O (1986) - A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Diss. Mestrado - IG/USP, 140p.
- SIGA Jr., O.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S. & TAYLOR, P.N. (1987) - Aplicação dos Isótopos de Sr e Pb nas Rochas Gnáissico-Migmatíticas de Itacambira-Barroção. 4<sup>o</sup> Simp. Geol. MG, Belo Horizonte, SBG, 45-57.

FIG. 1: Mapa Geológico Regional



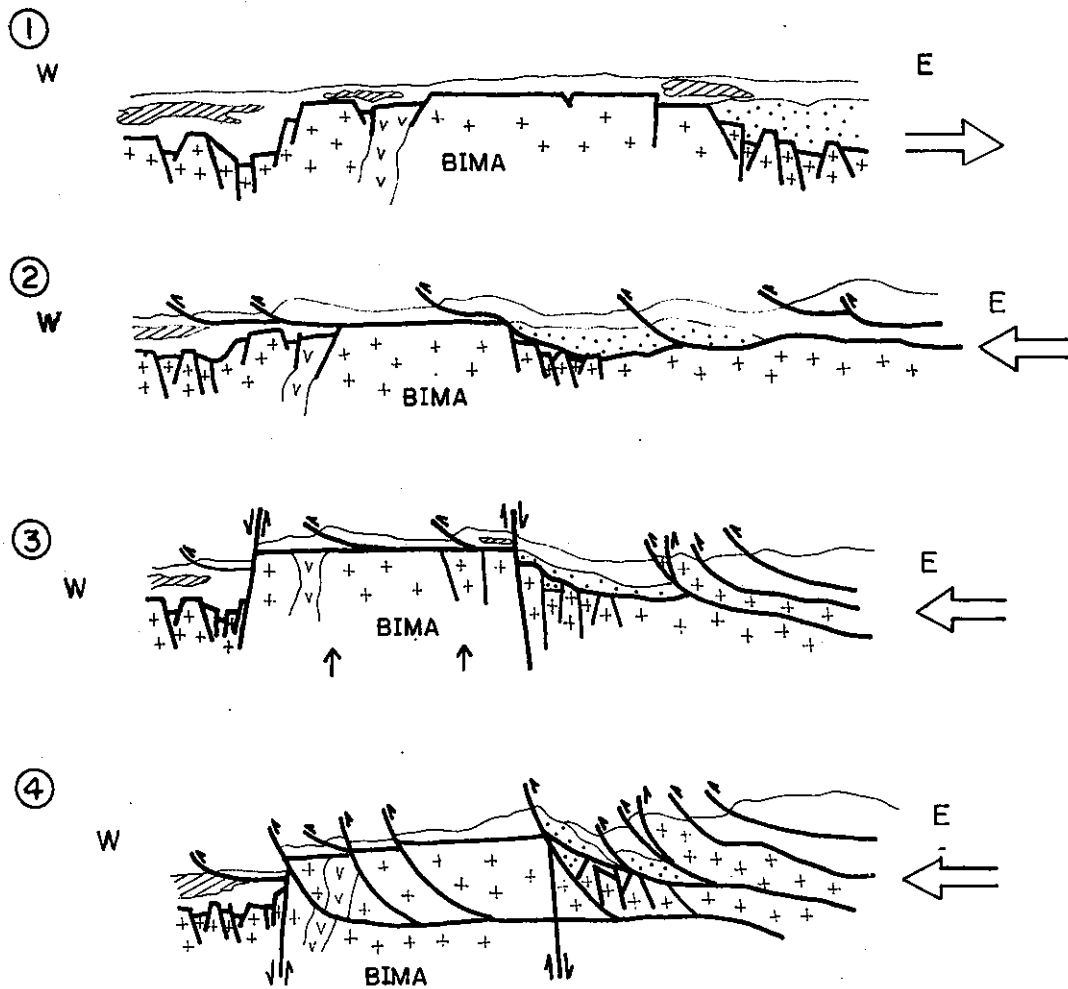
LEGENDA

- |   |                                |   |                         |
|---|--------------------------------|---|-------------------------|
|  | Coberturas detrito-lateríticas |  | Contato geológico       |
|  | Grupo Bambuí                   |  | Falha                   |
|  | Grupo Macaúbas                 |  | Falha de empurrão       |
|  | Supergrupo Espinhaço           |  | Cidades                 |
|  | Embasamento Indiviso (BIMA)    |  | Rodovias                |
|   |                                |  | Limites da área mapeada |



Modificado de ALMEIDA & HASUI (1984)

Fig.2 - Modelo da Evolução Tectônica do Bloco Itacambira - Monte Azul (MG) Durante o Ciclo Brasileiro.



LEGENDA

- |  |                      |  |  |
|--|----------------------|--|--|
|  | Grupo Macaúbas       |  | Basculamento de Blocos<br>Em Evento Extencional<br>(Concentração nas Bordas do BIMA) |
|  | Supergrupo Espinhaço |  | Superfícies e Contatos Geológicos  |
|  | Unidades do BIMA     |  | Descolamentos e Imbricamentos  |
|  | Fase Extensional     |  | Falhas de Movimentação Vertical  |
|  | Fase Compressional   |  | Imbricamentos de Alto Ângulo   |

"CROQUI S/ ESCALA"

## FEIÇÕES ESTRUTURAIS DE UMA REGIÃO A SUDOESTE DE JUIZ DE FORA, MINAS GERAIS

JOSÉ RENATO NOGUEIRA - PÓS-GRADUANDO - DEP. GEOL./UFRJ - CNPQ/FAPERJ\*  
RUDOLPH A. J. TROUW - DEP. GEOL./UFRJ - CNPQ\*\*

### I - INTRODUÇÃO

A região a sudoeste de Juiz de Fora apresenta estruturas de imbricamento tectônico, causadas por empurrões que colocaram rochas ortoderivadas lado a lado com rochas metassedimentares. Ambos foram metamorfisados na fácies anfíbolito-alto a granulito (Nogueira & Trouw 1993).

A análise estrutural permitiu o agrupamento das feições estruturais em três fases de deformação. As estruturas observadas demonstram um grande variedade de orientações, causada pela atuação de seguidos processos deformacionais, caracterizados pelo fluxo plástico, onde foram geradas zonas de cisalhamento dúcteis e rochas miloníticas.

### II - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Estruturas pertencentes a pelo menos três fases de deformação foram observadas (Dn, Dn+1 e Dn+2). A área foi subdividida em quatro domínios tectônicos, separados por zonas de empurrão ou outras descontinuidades (figura 1b).

#### - Dn -

A fase Dn causou a foliação principal em grande parte da área, principalmente em regiões mais deformadas onde houve transposição generalizada do bandamento anterior (Sn-1). Entretanto, áreas menos deformadas apresentam dobras apertadas a isoclinais geradas durante a fase Dn. Isto fica melhor evidenciado a oeste da área, em região de metassedimentos associados a quartzitos, onde ocorre um antiformal em forma de M (perfis geológicos A-A' e B-B' - figuras 2a e 2b) inclinado para NE, associado a esta fase. Esta é uma região de menor deformação, onde o bandamento Sn-1 se encontra melhor preservado, possuindo mergulhos íngremes a suaves para NW e SE. Os planos gerados durante esta fase possuem mergulhos preferencialmente para S e SE, e subordinadamente para NW.

A esta fase (Dn) estão associadas a maioria das dobras encontradas. Estas dobras geralmente são fechadas, com planos axiais íngremes mergulhando principalmente para SE, com eixos poucos inclinados para NE e SW. Dobras abertas, paralelas, ocorrem em quartzitos; na região central do antiformal em forma de M, citado acima. Nos gnaisses as dobras são por vezes mais abertas, com foliação plano axial e perfil tendendo a similar. Também ocorrem dobras

isoclinais, intrafoliais, ptigmáticas, desarmônicas, e localmente dobras em bainha.

As estruturas lineares (eixos de dobras, orientação de boudins elipsoidais alongados, lineações minerais e lineações de estiramento) pertencentes a esta fase são sub-paralelas entre si e possuem caimentos preferencialmente para SW, e em alguns lugares para NE e SE. Observadas em estereograma, estas estruturas podem ser interpretadas como pertencentes a uma guirlanda contida num plano mergulhando para SE.

Em muitos locais as dobras vão se tornando paulatinamente mais apertadas até isoclinais, a medida em que se aproximam de rochas miloníticas em zonas de cisalhamento geradas durante a fase Dn (figura 3). Estas zonas de cisalhamento possuem mergulhos íngremes para SE, e lineações de estiramento com caimentos suaves para NE e SW, sugerindo uma movimentação de caráter predominantemente transcorrente.

A faixa milonítica (figura 1a) corta a área mapeada de leste a oeste, em rochas metassedimentares. Caracteriza-se por exibir recristalização estática, com granulometria fina a muito fina, sem apresentar uma foliação ou lineação bem definida. Devido às suas características, esta faixa foi interpretada como um contato tectônico de empurrão. Heilbron et al. (1991) associam este contato de empurrão ao que seria no presente trabalho a fase Dn. Entretanto, na área mapeada, estas estruturas são sobrepostas por estruturas formadas durante as fases Dn+1 e Dn+2, mascarando as evidências de sua movimentação original.

Uma característica marcante da área é a presença, em quase todas as lâminas delgadas observadas, de algum indício de recristalização (estática), de quartzo principalmente, segundo os planos de foliação, formando bandas mais deformadas com cristais de quartzo mais recristalizados e cominuídos, intercaladas com bandas menos deformadas com cristais maiores de quartzo alongado. Estes planos de foliação podem se tornar anastomosados, localmente associados a sistemas porfiroclásticos (porfiroclasto + sombra de deformação), chegando até a gerar foliações miloníticas. Isto demonstra a natureza penetrativa e a intensidade de atuação das zonas de cisalhamento associadas a fase Dn.

Os sistemas porfiroclásticos são localmente observados em escala microscópica, formando estruturas incipientes do tipo-sigma (Passchier & Simpson, 1986). Boudins de rochas máficas, por

vezes apresentam foliação externa desviada, formando sombras de deformação com estruturas semelhantes àquelas microscópicas, delineando também de forma incipiente estruturas do tipo-sigma. Estas estruturas, indicadoras cinemáticas de componente rotacional, a grosso modo sugerem um movimento transcorrente de sentido dextral. A pequena quantidade de sistemas porfiroclásticos nítidos observados, a forte recristalização estática sofrida, aliado a impossibilidade de medições em alguns locais, impedem uma análise mais precisa do sentido do movimento.

Existe a possibilidade de que as estruturas descritas acima para a fase Dn sejam na verdade produto de duas fases progressivas de deformação (Dn-1 e Dn), num esquema em que a primeira seria responsável por dobramentos e empurrões, e a segunda por redobramentos e zonas de cisalhamento. Neste caso, esta última fase teria mascarado as estruturas da primeira. O mapa geológico (figura 1a) mostra dobras de simetrias opostas ao antiformal em forma de M, sugerindo serem estas pertencentes a uma fase (Dn-1) anterior ao antiformal (Dn). Além disto, como pode ser visto no perfil geológico A-A' (figura 2a), o contato entre o embasamento e os metassedimentos, a noroeste da área, se apresenta como uma descontinuidade, provavelmente de origem tectônica. O fato de este contato estar dobrado a leste, sugere que esta descontinuidade tectônica é anterior à fase Dn. Entretanto, isto só é válido caso estas dobras sejam também produto da fase Dn, visto que também parecem estar relacionadas a fase Dn+1.

#### -Dn+1-

A fase Dn+1 é marcada pela presença de zonas de cisalhamento ao longo de superfícies inclinada para norte. Estas zonas de cisalhamento giram os planos preexistentes para esta mesma orientação, e as lineações e eixos para uma orientação com mergulhos suaves para E, ENE e ESE, sugerindo um movimento de caráter predominantemente transcorrente. As estruturas pertencentes a esta fase, são observadas de maneira localizada, principalmente nos domínios tectônicos I e II. O perfil geológico B-B' (figura 2b) mostra que estas estruturas truncam as foliações formadas previamente (Sn). Os planos Sn+1 são mais desenvolvidos em faixas onde a intensidade de atuação desta fase é maior. Em faixas vizinhas, menos afetadas, ocorrem dobras e estruturas sigmoidais (figura 4).

Estas estruturas não devem ser confundidas com milonitos S-C (Berthé et al. 1979), por não serem geradas durante uma única fase de deformação. O caráter transcorrente, sugerido pelas lineações, não é observado em perfil (figura 2b). Ao contrário, apresenta rejeitos normais ou de gravidade. Portanto, a direção do movimento possui características ambíguas, necessitando de maiores estudos.

#### -Dn+2-

A fase Dn+2 é caracterizada por zonas de cisalhamento mergulhando para este, que claramente deformam as estruturas das fases Dn e Dn+1. Nestas

zonas de cisalhamento sempre ocorre um abatimento normal ou de gravidade do bloco leste, o que sugere que esta fase foi tardia e relacionada à distensão. A foliação relacionada a fase Dn+2 é milonítica e observa-se intrusões concordantes de pegmatitos e trilhas de boudins, podendo apresentar estruturas "pinch and swell" de rochas máficas. A intensidade desta fase varia muito, tanto em afloramento como em mapa. Pode se destacar que relacionado a estas zonas de cisalhamento Dn+2, ocorrem veios de quartzo e pegmatitos zonados, com dezenas de metros de espessura que produziram caolin e cristais de quartzo (ametista e esfumado) de até 0,5 metros de comprimento.

Os perfis geológicos B-B' e C-C' (figuras 2b e 2c) ilustram a forma de ocorrência das estruturas pertencentes a fase Dn+2. Neles pode-se observar a íntima relação com o alojamento de plútons granodioríticos. As estruturas lineares associadas a estas zonas possuem caimentos suaves a íngremes para N e NE, e localmente para SW e NNW.

Foi observado, principalmente em regiões de quartzitos, um conjunto de fraturas com mergulhos suaves para o norte, preenchida por material esbranquiçado fino, cortando todas as estruturas pertencentes às fases descritas acima. Estas fraturas provavelmente se formaram durante o soerguimento destas rochas, possivelmente a partir de fraturas de alívio.

Outras fraturas encontradas possuem mergulhos íngremes para E e W, e podem estar associadas a alguns diques pegmatíticos e graníticos.

### III - CONCLUSÕES

Em primeira análise, a fase Dn se caracteriza pela presença de empurrões, que em seus estágios finais sofreram movimentos transcorrentes, possivelmente de sentido dextral. As estruturas pertencentes a fase Dn+1 apresentam nos perfis geológicos estruturas de movimentos normais ou de gravidade; entretanto, as lineações parecem demonstrar um caráter transcorrente. Durante a atuação da fase Dn+2, movimentos distensivos permitiram o alojamento de plútons granodioríticos, bem como de pegmatitos zonados.

As feições estruturais observadas demonstram um caráter deformacional transitório entre compressivo, caracterizado pelas fases Dn e Dn-1, e distensivo (Dn+2). A fase Dn+1 apresenta feições ambíguas e necessita de estudos mais aprofundados, para se determinar a direção e sentido do movimento. O fato de as rochas miloníticas terem sofrido recristalização estática, mascarou as evidências que poderiam ter sido encontradas através dos indicadores cinemáticos.

Não se pode destacar a hipótese de relacionar as estruturas pós-formadas, a movimentos transpressivos e transtensivos de estruturas previamente formadas. Entretanto, as evidências até o momento encontradas não permitem conclusões mais precisas sobre o tema.

**IV - BIBLIOGRAFIA**

- BERTHÉ, D.; CHOUKPOUNE, P.; JEGOUZA, P. - 1979 - Orthogneisses, mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of South Armorian shear zone. *Journal of Structural Geology*, V. 1, p. 31-42.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. - 1991 - A megassinforma do Paraíba do Sul e

sua aplicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *Anais do II Simpósio de Geologia do Sudeste*, 1 p.

NOGUEIRA, J. R. & TROUW, R.A.J. - 1993 - Mapeamento geológico, esc. 1:50.000, estruturas e metamorfismo de uma região a sudoeste de Juiz de Fora, Minas Gerais. *Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste* (no prelo).

PASSCHIER, C. & SIMPSON, C. - 1986 - Porfiroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, pp. 831-843.

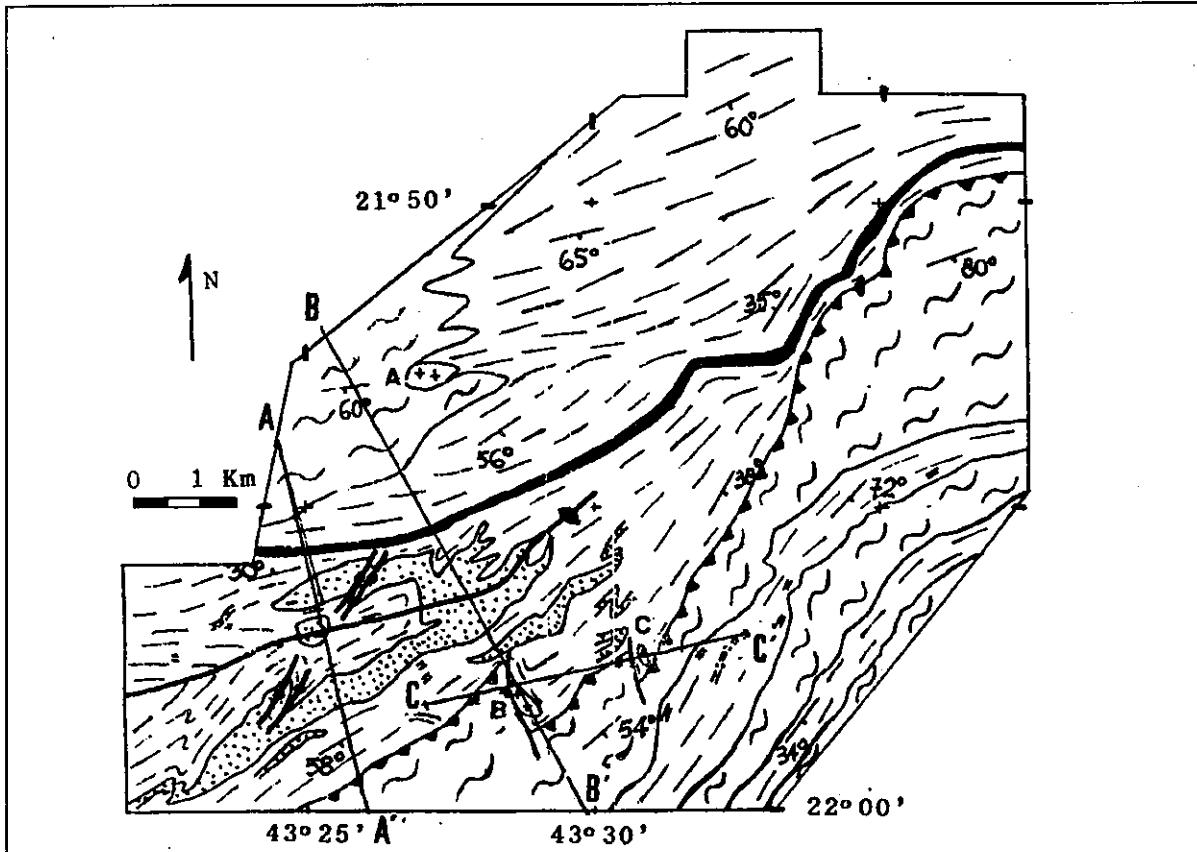










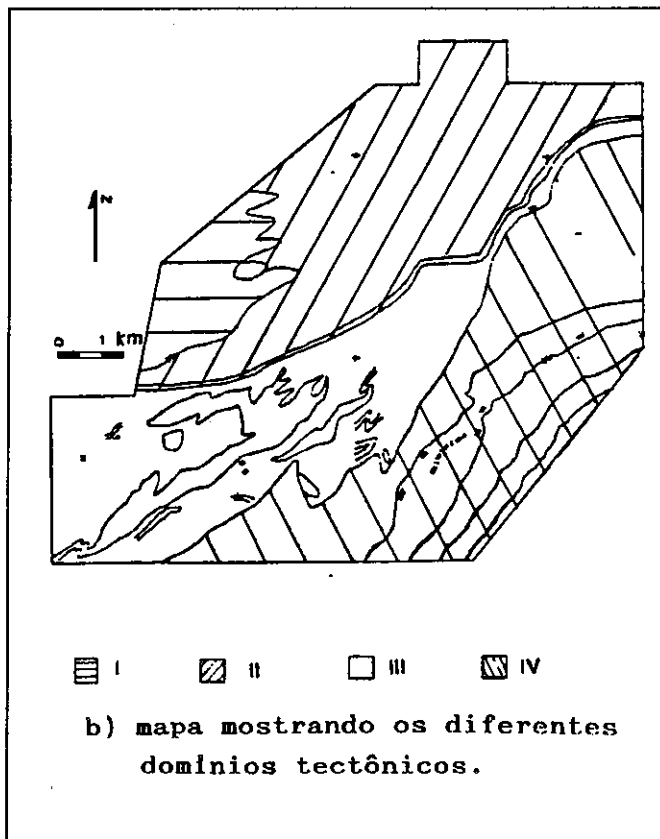


Figura 1 - a) mapa geológico-estrutural.

LEGENDA:

-  LEUCOGRANITOIDES
- METASSEDIMENTOS:
-  MUSCOVITA QUARTZITO
-  GRANADA-BIOTITA GNAISSE
-  EMBASAMENTO
-  Faixa Milonítica
-  Foliação  $S_n$
-  Contato geológico
-  Traço axial principal do antiformal em forma de M
-  Contato de empurrão
-  Superfície  $S_{n+2}$



b) mapa mostrando os diferentes domínios tectônicos.



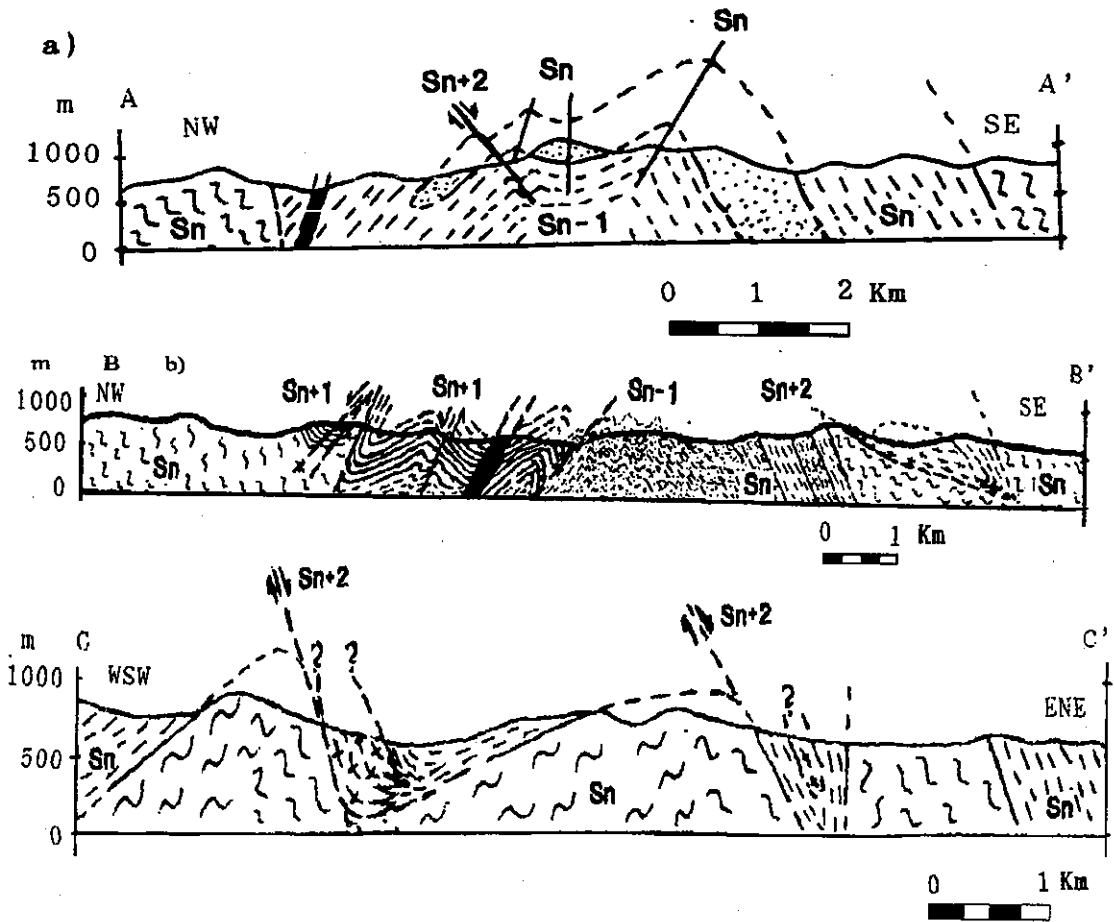


Figura 2 - Perfis geológicos A-A' (a), B-B' (b) e C-C' (c). A legenda é a mesma do mapa geológico (fig. 1a)

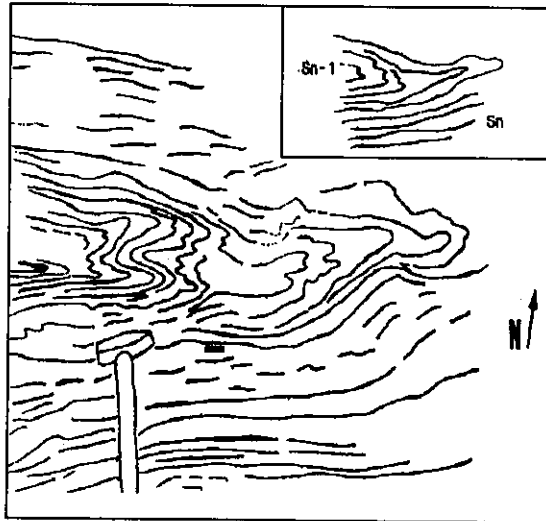


Figura 3 - Desenho esquemático de dobra apertada Dn em granada-biotita gnaisse.



Figura 4 - Porção com dobras apertadas, preservadas entre faixas relacionadas às superfícies Sn+1

## O CONTATO ENTRE O SUPERGRUPO ESPINHAÇO E O SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO NA BORDA OESTE DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

**SANDRO MÁRCIO AGUIAR COSTA**  
**VASSILY KHOURY ROLIM**  
**HAYDÉE CRISTINA DA SILVA**  
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, IGC/UFMG

Este trabalho foi gerado a partir de observações de campo ao longo do contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na região compreendida entre as cidades de Rodeador, ao norte, e Santana do Riacho, ao sul.

Os resultados obtidos estão sintetizados sob a forma de três perfis geológicos esquemáticos. O primeiro (perfil norte), ao longo do Ribeirão das Varas nas proximidades de Rodeador (MG). O segundo (perfil central), nas proximidades de Presidente Juscelino. O terceiro (perfil sul), composto na estrada que liga Santana do Riacho ao povoado de Lapinha e na estrada que liga a Usina Hidrelétrica Cel. Américo Teixeira (3 Km a leste de Santana do Riacho) à represa de mesmo nome.

Todos os perfis têm direção NE/SW e são transversais à direção da Serra do Espinhaço que corre de SE a NW.

No perfil norte, no Ribeirão das Varas, o contato entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco ocorre sem inversão estratigráfica. O arranjo espacial destas unidades se modela segundo uma dobra assimétrica com flancos paralelos ao contato (direção SSE-NNW), sendo o flanco oeste, curto e com mergulhos altos (50 a 70°) para SW e o flanco leste, longo, com mergulhos suaves (10 a 30°) para NE (Fig. 1). Este tipo de dobramento representa um padrão para a região centro-oeste do Supergrupo Espinhaço Meridional (vide Rolim et al., 1992).

Apesar de normal estratigraficamente, o contato entre o Sg. Espinhaço e o Sg. São Francisco, mostra-se como uma forte zona de cisalhamento, muito milonitizada, onde são encontrados os mármores de Rodeador (MG). Este cisalhamento representa um deslizamento intraestratal, anterior ao dobramento, pois também está dobrado.

Não foi possível observar o contato entre o Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí, que são as unidades constituintes do Sg. São Francisco, visto que o Grupo Macaúbas não aflora no perfil do Ribeirão das Varas.

No perfil do Córrego da Capivara, porção central da área, o contato entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco é tectônico, com empurrões de rochas do Supergrupo Espinhaço sobre os quartzitos e diamictitos do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco). Próximo aos empurrões, verificam-se zonas de cisalhamento compostas por planas de descolamento basal e de topo, ligados por estruturas

planares sigmoidais de transferência de movimento, constituindo *splays e horses*, formando duplexes que variam de escala centimétrica a decamétrica.

Neste perfil, o contato entre o Grupo Macaúbas e o Grupo Bambuí ocorre sem inversão estratigráfica, porém, este contato encontra-se muito dobrado (plano axial NNE/50NE, eixo horizontalizado). Estas dobras variam de isoclinais a apertadas quando próximas ao cavalgamento do Supergrupo Espinhaço e vão se suavizando ao se afastarem do contato entre os Supergrupos até se transformarem em ondulações, mais a oeste (vide Fig. 2). Nesta região, nas porções topograficamente mais elevadas, as rochas do Grupo Bambuí foram removidas por processos erosivos, enquanto os quartzitos do Grupo Macaúbas se mantiveram preservados. Em porções mais baixas topograficamente, as rochas do Grupo Bambuí se encontram depositadas normalmente sobre as rochas do Grupo Macaúbas, ou seja, a posição superior das rochas do Grupo Macaúbas em relação às rochas do Grupo Bambuí é meramente topográfica, resultante dos dobramentos e dos processos erosivos. Além disto, por muitas vezes, a forte foliação de plano axial, formada junto com os dobramentos acima citados, provoca o mascaramento da posição real das camadas, deixando a impressão que camadas e foliação têm a mesma atitude. A análise cuidadosa da posição de acamamentos nos permite distinguir que estes não estão sempre paralelos à foliação de plano axial. A posição da foliação não é, neste caso, indicadora da posição das camadas, nem de contatos entre unidades. Assim, o que muitas vezes parece ser um empurrão do Grupo Macaúbas sobre o Grupo Bambuí, não passa de uma ilusão geológica causada pelo posicionamento topográfico elevado do Grupo Macaúbas e pela presença forte de uma foliação que não nos indica a atitude das camadas e/ou contatos (vide destaque na Fig. 2).

Na região de Santana do Riacho, porção sul da área, o contato entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco também é tectônico, ocorrendo uma série de cavalgamentos, originando repetições estratigráficas. Estes empurrões, em alguns locais, terminam lateralmente, permitindo o contato entre as rochas de uma mesma unidade estratigráfica, mas de pacotes de diferentes cavalgamentos. É o caso de lascas contendo, da base para o topo, rochas do Supergrupo Espinhaço e dos Grupos Macaúbas e

BambuÍ, sobre uma seqüência semelhante. Como o empurrão termina lateralmente, as rochas do Grupo Bambuí da capa e da lapa do empurrão se encontram, originando lascas do Sg. Espinhaço e Grupo Macaúbas contidas em vales cársticos.

Após o último empurrão (o mais ocidental) do Sg. Espinhaço sobre o Sg. São Francisco, no extremo oeste da Serra do Cipó, os estratos do Sg. São Francisco encontram-se dobrados segundo o mesmo padrão descrito no perfil do Córrego da Capivara (Fig. 3).

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional transforma-se de uma dobra assimétrica (Fig. 1), provavelmente relacionada a uma rampa e/ou descolamento em profundidade (Rolim et al., 1992), ao norte, na região de Rodeador, para falhamentos de empurrão, ao sul, na região de Santana do Riacho. Esta transição entre dobra e falha pode ser explicada por um maior encurtamento lateral na porção sul da Serra do Espinhaço com o

desenvolvimento da rampa associada à dobra, até que esta alcance um descolamento de topo, gerando duplexes verdadeiros (Fig. 4).

Na região estudada, o contato entre o Grupo Bambuí e o Grupo Macaúbas não acontece através de um falhamento de empurrão. O que se observa são dobramentos entre as duas unidades que geram inversões topográficas, e a ilusão de camadas paralelas à foliação.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MITRA, S. 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *AAPG Bulletin*, 70:1087-1112.
- MITRA, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*, 74(6):921-945.
- ROLIM, V.K. 1992. Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. *Rev. Esc. Minas, Ouro Preto*, 45(1/2):75-77
- ROLIM, V.K.; COSTA, S.M.A. & SILVA, H.C. 1992. Um padrão de deformação para as formações superiores do Supergrupo Espinhaço meridional. In: CONG. BRAS. GEOL., XXXVII, São Paulo, 1992. *Boletim de resumos*, São Paulo, SBG.
- VANN, I.R.; GRAHAM, R.H. & HAYWARD, A.B. 1986 The structures of mountain fronts, *J. Struct. Geol.*, 8(3/4):216-227

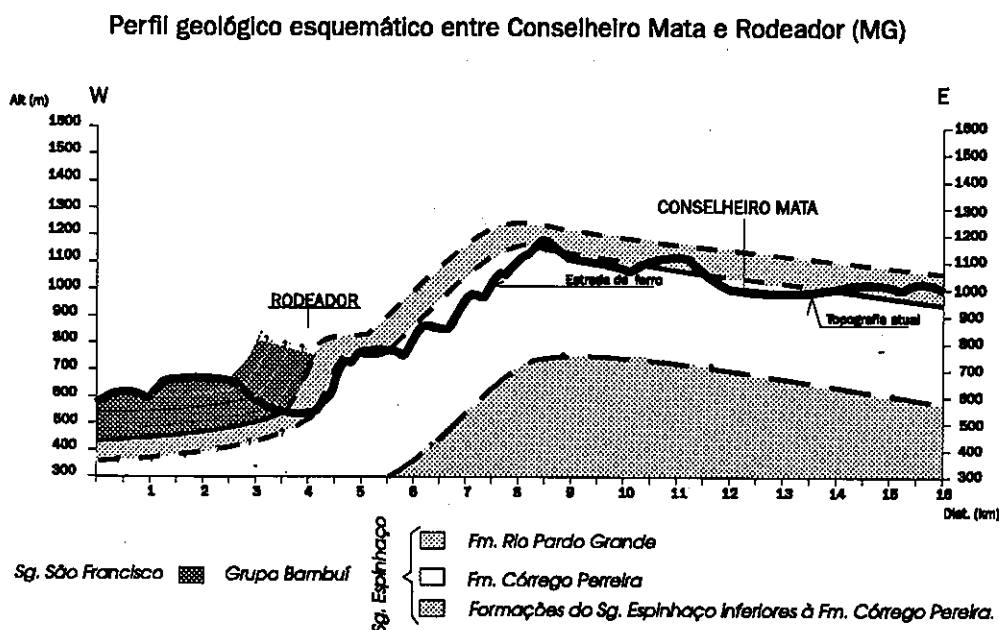


Figura 1. O contato entre os Supergrupos Espinhaço e São Francisco, no perfil entre Rodeador e Conselheiro Mata (MG), tem forma de dobra assimétrica, de flanco oeste curto e flanco leste longo.

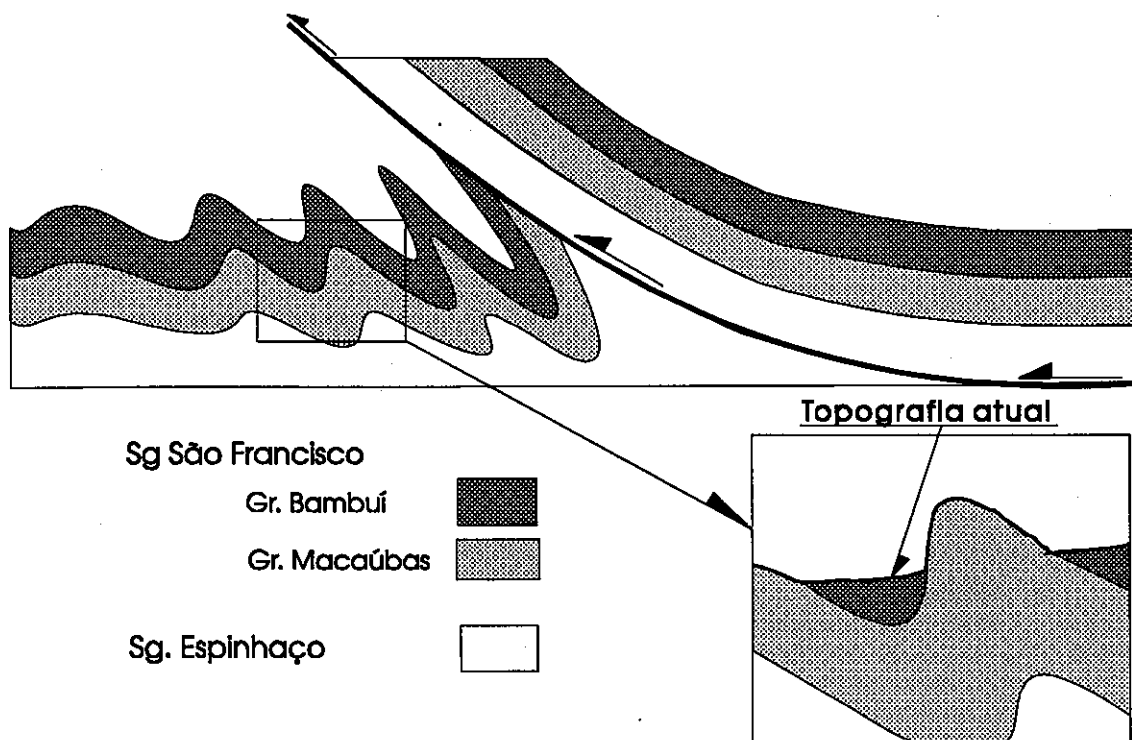


Figura 2. No perfil do Córrego da Captivara (próximo a Pres. Juscelino, MG) o contato entre o Sg. Espinhaço e o Sg. São Francisco ocorre como um falhamento de empurrão. Já o contato entre os Grupos Bambuí e Macaúbas se mantém normal estratigraficamente, porém todo dobrado, com dobras tão mais apertadas quanto mais próximas do falhamento de empurrão. No destaque observa-se que, na topografia atual, a erosão deixou rochas do Gr. Bambuí nos vales e as cristas se mantiveram sustentadas por rochas do Gr. Macaúbas

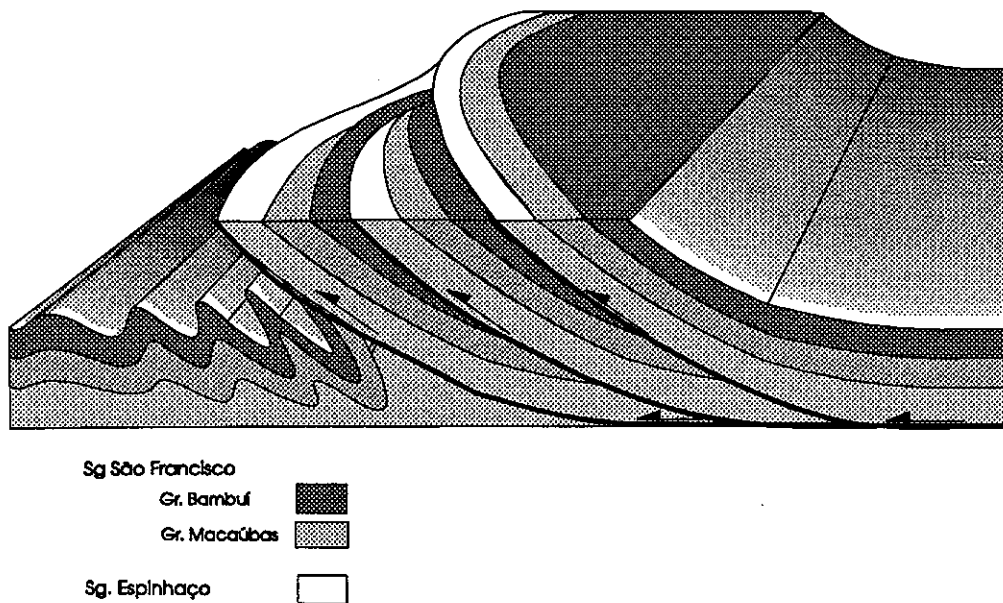
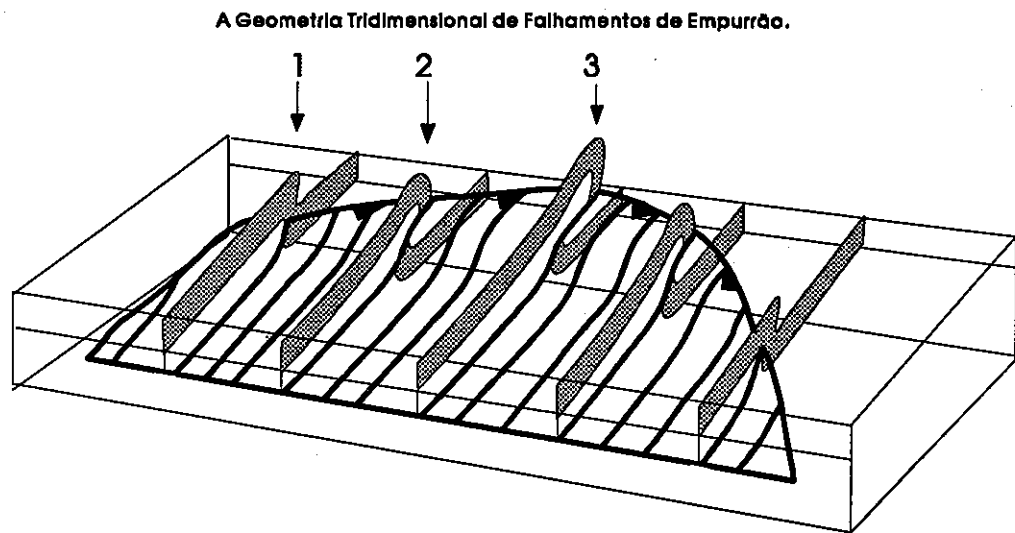


Figura 3 Esquema do contato entre o Sg. Espinhaço e Sg. São Francisco na região de Santana do Riacho (MG). O contato é formado por vários planos de empurrão que geram diversas repetições estratigráficas.



*Figura 4 Modelo conceitual ideal de uma lâmina de empurrão (Fischer e Woodward 1991). Este modelo pode explicar as variações nas relações de contato entre o Sg. Espinhaço e o Sg. São Francisco, na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. O perfil geológico entre Conselheiro Mata e Dodeador (veja a fig. 1) se assemelha ao perfil 1 do modelo. Perfis geológicos deste contato, em regiões mais ao sul (por exemplo em Santana do Riacho) são semelhantes aos perfis 2 e 3 do modelo.*

## O SISTEMA DE FALHAS DO CARAÇA

**LUIZ CLÁUDIO RIBEIRO-RODRIGUES** - INSTITUT FÜR MINERALOGIE UND  
LAGERSTÄTTENLEHRE, RWTH-AACHEN, ALEMANHA. BOLSISTA CONVÊNIO DAAD/CAPES.

**FARID CHEMALE JR.** - UNISINOS

**HARDY JOST** - UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

"As the knowledge of region grew and evolved, interpretations made early in the work, although seemingly well based at time, became obsolescent, just as any interpretations made in this report will also become obsolescent after more detailed work is done in the future". (J. V. N. Dorr, 1969)

### INTRODUÇÃO

A análise, interpretação, compilação e integração dos trabalhos realizados na região do Parque Natural do Caraça e adjacências, aliado à análise de lineamentos, realização de perfis geológicos e mapeamento em locais chave em escala 1:25.000, permitiu um grande avanço no entendimento da estruturação geológica da região.

Para descrever o acervo estrutural, a região foi dividida em cinco domínios, caracterizados pela posição geográfica e pelas características deformacionais e denominados de Domínios Leste, Sul, Oeste, Norte e Central. Os Domínios estruturais coincidem com os Domínios geológicos anteriormente estabelecidos (vide Ribeiro-Rodrigues et al., 1993, neste volume). Em cada Domínio as estruturas foram separadas em dobras, estruturas planares, estruturas lineares e falhas.

O presente trabalho apresenta aspectos da análise estrutural descritiva e cinemática relacionados às falhas.

### ANÁLISE DESCRITIVA

#### Fases de Deformação

As estruturas da região podem ser agrupadas em três famílias geneticamente relacionadas a três Fases de deformação mais penetrativas (D1, D2 e D3), relacionadas a um único evento deformativo de caráter progressivo e uma quarta Fase muito localizada. A Fase D1 gerou dobras (F1), xistosidade (S1), foliação milonítica (Sm1), lineação mineral (Lmin), e lineação de estiramento (Lest1), lineação de intersecção entre (S0) e (S1), falhas direcionais EW, falhas de rasgamento EW, falhas conjugadas e falhas inversas/de empurrão. Na Fase D2 formaram-se dobras (F2), foliação (S2), lineação de crenulação (Lc2) e falhas transcorrentes. Na Fase D3 formaram-se dobras (F3), foliação (S3), lineação de crenulação (Lc3) e falhas inversas/de empurrão. Uma quarta fase, muito localizada, gerou falhas de gravidade paralelas às falhas da Fase D1.

### O SISTEMA DE FALHAS DO CARAÇA

A análise descritiva revelou ser a área em estudo uma região caracterizada por rochas que foram submetidas a uma intensa tectônica compressiva, responsável pela formação do Sistema de Falhas do Caraça, um segmento do Sistema de Falhas Cambotas-Fundão (Chemale Jr. et al., 1992; Endo & Chemale Jr., 1991), que se conecta com outras estruturas, parte delas pré-existentes e reativadas e/ou reorientadas durante a formação do Sistema Caraça (Figura).

Os dados geológicos regionais mostram que o desenvolvimento do Sistema de Falhas Caraça foi controlado pelas seguintes condições pré-existentes (Figura):

(1) Altos e Baixos Estruturais que funcionaram como anteparos e que por sua vez limitaram e canalizaram massas de rocha em movimento. Merecem destaque como altos estruturais a Serra do Caraça (Sca) (Dorr, 1969; Maxwell, 1972; Ribeiro-Rodrigues et al., 1991; Chemale Jr et al., 1992), o soerguimento de Conceição-Caraça (CC) (Dorr, 1969), o alto do Coqueiro (AC) (Endo & Chemale Jr, 1991). Depressões estruturais estão representadas pela Sinclinal Alegria (SA) e pelo Domínio Leste, empurrados contra os altos.

(2) Estruturas previamente existentes, reativadas e/ou rotacionadas e transladadas durante a formação do Sistema Caraça. Dentre estas, cita-se falhas de direções Leste-Oeste, N60E-S60W e N60W-S60E e contatos que atuaram como zonas de fraqueza durante a deformação.

#### Fase D1

Assim, numa primeira etapa (D1), formaram-se falhas inversas/empurrões com traços Norte-Sul, falhas transcorrentes Leste-Oeste e subordinadamente, falhas NE-SW e NW-SE. Estas estruturas aproveitaram, em grande parte, planos já existentes enquanto que falhas de rasgamento se

desenvolveram para acomodar os deslocamentos diferenciais no interior dos blocos

No Domínio Leste e na parte leste do Domínio Central, a disposição da lineação de estiramento segundo o mergulho da foliação caracteriza-os como áreas típicas de geometria de rampa frontal. Os empurrões são rampas arranjadas em um sistema de leques imbricados com vergência para oeste. Esta geometria foi condicionada pelo alto estrutural do Caraça, que atuou como anteparo para os blocos crustais em deslocamento de leste para oeste. A deformação foi intensa e as falhas envolveram tanto as supracrustais quanto as infracrustais. As superfícies de empurrão coincidem com os planos de contato litológico, propagando-se por vezes para o interior das camadas, implantando-se pouco acima ou abaixo do contato e preservando feições primárias como o contato gradacional entre as Formações Moeda e Batatal na Mina de Pitangui.

Dois grandes falhas estão presentes na área: a Falha de Agua Quente e a Falha de Alegria.

A Falha de Agua Quente (AQ) (Figura) definida por Dorr (1969), pode ser traçada por uma distância de 50 km, iniciando no sistema de Falha do Engenho e mapeada, até o momento, até Santa Bárbara, com possível continuidade para norte, conectando-se com a Falha do Fundão (Chemale Jr. et al., 1992). Endo (1991) define a Falha de Agua Quente como uma falha inversa que coloca o embasamento sobre as supracrustais. No Domínio Leste a Falha de Agua Quente se ramifica, formando o Sistema de Falhas Agua Quente. Este Sistema além de empurrar o embasamento sobre as supracrustais, estabelece o contato entre as unidades do Supergrupo Minas e o Grupo Quebra Osso e responsável pela ausência do flanco oeste do Sinclinal Fazendão(SF), à norte da Mina das Almas (P). Em algumas porções, como na Mina do Pitangui (P), no contato entre o Complexo Granito-Gnássico e a Formação Moeda, o Sistema possui movimento de oblíquo a direcionais.

A Falha de Alegria (A) é uma falha inversa/de empurrão que coloca o Supergrupo Rio das Velhas sobre as Unidades da Serra do Caraça, prolongando-se pelo interior do Domínio Sul. No limite do Domínio Norte ela se coalesce com a falha do Beijo do Diabo (BD).

No Domínio Sul formaram-se rampas oblíquas, laterais e frontais, condicionadas pela baixo estrutural de Alegria (SA), o Alto estrutural do Caraça (SCa) e o soerguimento Conceição -Caraça (CC). A Falha de Alegria sofre um encurvamento acompanhando a forma do baixo estrutural (Figura).

Neste Domínio, a Falha de Alegria esta marcada por milonitos formados em regime dúctil, com trama mesoscópica fortemente planar e enriquecida em hematita. No Domínio Leste a Falha de Alegria esta alojada no contato entre o Grupo Quebra Osso e o Supergrupo Minas, com ramificação para o contato entre as Formações Batatal e Moeda. A medida que a falha passa progressivamente mais superiores, até alcançar a porção intermediária da Formação Cauê.

No Domínio Oeste formou-se uma rampa frontal, a Falha do Caraça (Ca), condicionada pelo soerguimento Conceição -Caraça (Dorr, 1969) e que se implantou no contato entre o Grupo Maquiné e a Formação Moeda, empurrando as últimas sobre os quartzitos Maquiné.

Já no Domínio Norte formou-se uma rampa lateral oblíqua entre o Grupo Maquiné e a Formação Moeda, a Falha da Chácara (Ch).

A Falha do Caraça tem direção NS, mergulho de 30° para E, e é marcada por uma zona de aproximadamente 150 m de espessura de milonitos com veios de quartzo e lineação de estiramento segundo o mergulho, caracterizando-a como uma falha de empurrão. À norte se une à Falha da Chácara e à sul seus limites não são bem definidos. Possivelmente se une à falhas direcionais do sistema Fundão.

A Falha da Chácara baliza o contato entre as Unidades da Serra do Caraça e o Grupo Maquiné e sua cinemática não é ainda bem compreendida, pois além de ser de difícil acesso, a falha se situa em uma zona estruturalmente complexa em virtude da superposição de falhas direcionais e de empurrão. Suas terminações oeste e principalmente leste são as que carecem de maiores informações.

A Falha da Chácara se manifesta como zonas de cisalhamento dispostas em faixas entrelaçadas em sigmóides que, à partir de uma zona de máxima deformação, decrescem de espessura e intensidade para a base, em direção ao Grupo Maquiné, e topo, em direção às Unidades da Serra do Caraça. Contrariamente a seus aspectos cinemáticos, a sua posição espacial é definível. Possui direção próxima a E-W, mergulho entre 70° e 80° e lineações dip com caimento para SSE na porção oeste e NNW na porção leste, aproximadamente a partir da estrada de acesso ao Parque do Caraça.

O estiramento dos seixos de conglomerados paralelo à direção das camadas, os efeitos transpressivos com a formação dos sinclinais Urubu e da Cascatona e dos anticlinais da Carapuça e de Conceição e o deslocamento das camadas das Unidades da Serra do Caraça no limite com o Domínio Oeste, sugerem que a Falha da Chácara é uma falha de rejeito direcional dextral. As lineações dip se formam nos planos de transpurrão em consequência da formação de estrutura em flor positiva, fato este bem exposto ao longo da estrada de acesso ao colégio.

As falhas inversas e de empurrão são as estruturas abundantes na porção leste do Domínio Norte. São morfologicamente marcadas por vales profundos e alinhados onde correm as principais drenagens. As Falhas do Tanque Preto (TP) e do Pico do Sol (PS) se expressam em afloramento como zonas de cisalhamento, onde é gerada uma foliação milonítica. Os mergulhos dos planos de cisalhamento são elevados e a lineação mineral possui obliquidade de 90°.

Zonas de cisalhamento interestratais são frequentes com a formação de cianititos em filmes

milimétricos e camadas, sempre intercalados com quartzo recristalizado. Segregação de quartzo é frequente formando buchos ou veios concordantes com o acamamento. Falhas direcionais marcadas em fotolineamento foram reconhecidas em campo. A Falha da Bocaina (B) atravessa toda área desde o Complexo Granito-gnássico a leste, adentrando em litologias do Supergrupo Rio das Velhas a oeste, e possui movimento dextral.

#### Fase D2

As estruturas relacionadas à fase D2 desenvolveram-se em regime de transpressão e transensão relacionados a reativação e/ou geração de falhas transcorrentes (Chemale Jr. et al, 1992). Sob estes regimes formaram-se anticlinais e sinclinais, componentes transpressionais das falhas da Bocaina e da Chácara e da Falha das Almas (Al)(Ribeiro - Rodrigues, 1992)

#### Fase D3

O dobramento dos eixos dos sinclinais e anticlinais gerados em D2, ocorreu em virtude da progressão da deformação durante D3, quando foram geradas as falhas Norte-Sul da Fase D3.

#### Fase D4

Uma quarta fase esta representada por falhas de gravidade paralelas às falhas da Fase D1, observadas no Sinclinal Alegria.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A deformação durante o Evento Transamazônico sob regime extensional com formação de zonas de cisalhamento de grande extensão, acompanhada de soerguimentos e abatimentos de blocos e desenvolvimento de altos e baixos estruturais é uma hipótese de trabalho. Outros autores, tais como Belo de Oliveira & Teixeira (1990), propõem que a deformação durante o Evento Transamazônico foi compressional, com vetor tectônico coincidente ao do Brasileiro.

Evidências de atividade tectônica durante o Cenozóico residem na formação da Bacia do Fonseca próximo ao Domínio Sul, em falhas extensionais que reativaram falhas da Fase D1 e falhas de gravidade em saprolitos do Complexo Santa Bárbara.

Cabe ressaltar que quanto a intensidade de deformação a área apresenta dois Domínios bem característicos, representados pela região da bacia do rio Caraça, que se constitui em um "núcleo" de

baixa deformação, envolvido por áreas de altas a muito altas magnitudes de deformação.

### CONCLUSÕES

A compilação e integração dos diversos mapeamentos na região mostra que seu acervo estrutural resultou de três fases de deformação, relacionadas a um único evento de deformação de caráter progressivo. Uma quarta fase esta representada por falhas de gravidade paralelas às falhas da Fase D1.

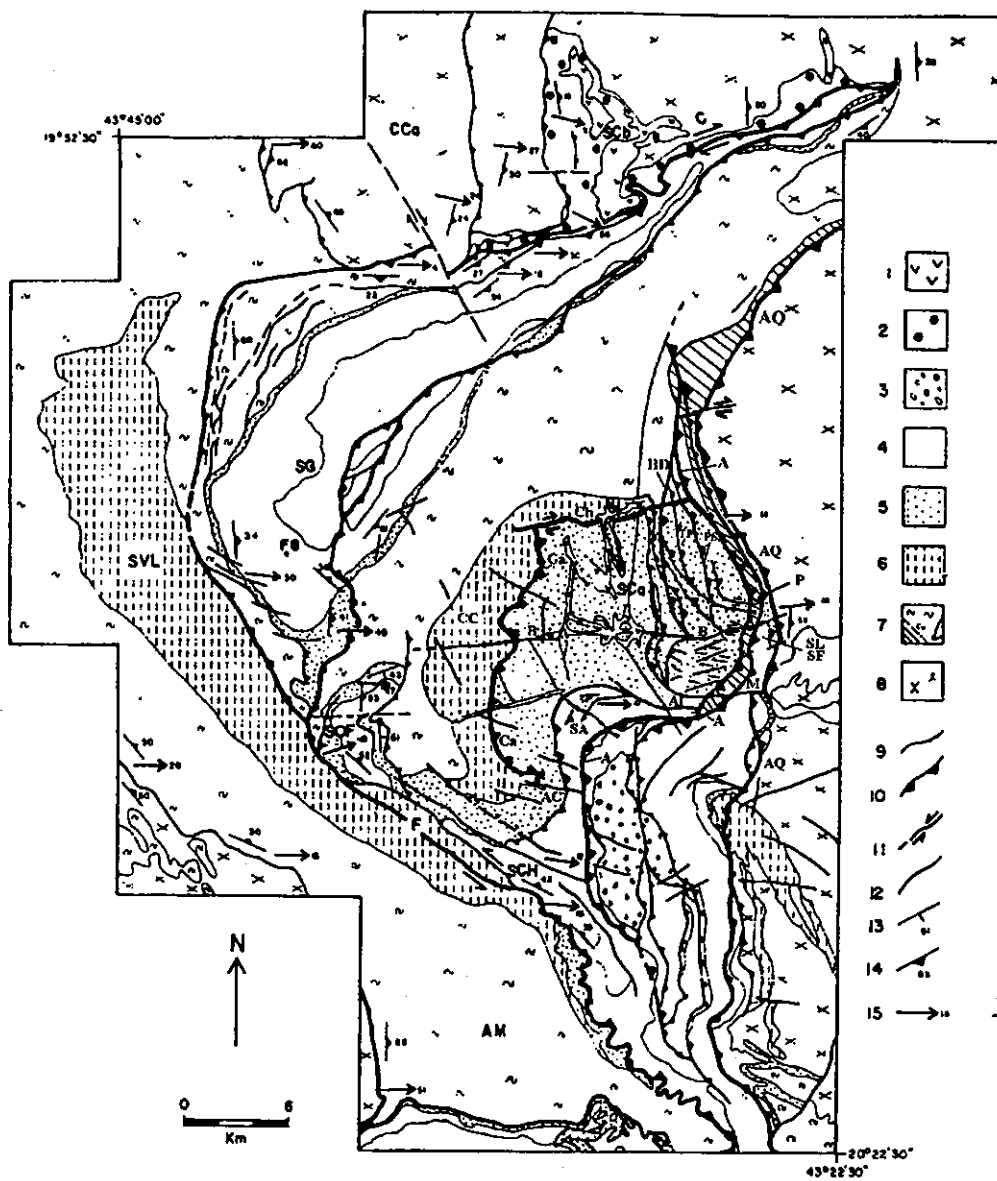
A estrutura geral da Serra do Caraça corresponde a um típico Sistema de falhas, com rampas frontais, laterais e oblíquas, cuja estruturação foi controlada por altos e baixos estruturais que funcionaram como anteparos que canalizaram a massa de rocha em movimento e por estruturas pré-existentes que foram reativadas e/ou reorientadas durante a formação do Sistema.

A correlação entre os dados estruturais e geocronológicos sugere que o Sistema de Falhas do Caraça formou-se durante o evento Brasileiro (0.75-0.45 Ga), sob controle de estruturas pretéritas, regime compressivo e vergência oeste.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELO DE OLIVEIRA, O.A.B. & TEIXEIRA, W. 1990. Evidências de uma tectônica tangencial Proterozóica no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal. 1990. Anais ... Natal, SBG. v.6, p.2589-2604.
- CHEMALE Jr., F.; ROSIERE, C.A.; ENDO, I. 1992. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. Revista de Pesquisa da UFRGS, 18 (2): 104-127.
- DORR, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, DNP/USGS. 109p. (Prof. Paper 641-A).
- ENDO, I. 1991. O sistema Cambotas-Fundão. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991, no prelo.
- ENDO, I. & CHEMALE JR. 1991b. Modelo de evolução cinemática do sinclinal Alegria e adjacências, MG. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991
- MAXWELL, C.H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. Washington. DNP/USGS. 72p (Prof. Paper 341-J).
- RIBEIRO-RODRIGUES, L. C. 1992. O Contexto Geológico-Estrutural do Parque Natural do Caraça e adjacências. Dissertação de Mestrado, UnB, 109 p.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L. C. 1993. O posicionamento estratigráfico dos quartzitos da Serra do Caraça. VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais, IV Simpósio Nacional de Estudos tectônicos, B. Horizonte, 23-26 Nov/1993
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C. & CHEMALE Jr. 1991. Relações de contato das rochas atribuídas ao Grupo Tamanduá na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: VI Simp. Geol. de M.Gerais, Belo Horizonte, 1991
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; SILVA, A.M.; CORGOZINO, D.V. 1991. A Mina de minério de ferro do Pitangui: exemplo de mineração de ouro em Jacutinga. In: VI Simp. Geol. de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991,.





**FIGURA** - Mapa geológico simplificado do Sistema de Falhas do Caraca inserido no contexto do Sistema Cambotas-Fundão (Segundo Chemale Jr. et al. 1992, modificado). 1 - rochas metabásicas; 2 - Fm. Cambotas; 3 - Gr. Itacolomi; 4 - Gr. Itabira; 5 - Gr. Caraca; 6 - Gr. Maquiné; Gr. Nova Lima; 8 - terrenos granito-gnáissicos; 9 - contato; 10 - empurrão; 11 - zonas de falha direcional; 12 - falha indiscriminada; 13 - acamamento; 14 - foliação, 15 - lineação mineral e de estiramento; A - Falha de Alegria; Al - Falha de Almas; AQ - Falha de Agua Quente; BD - Falha do Beijo do Diabo; AC - Alto do Coqueiro; C - Falha das Cambotas; Ca - Falha do Caraca; Ch - Falha da Chácara; M - Falha do Morro da Mina; TP - Falha do Tanque preto; PS - Falha do Pico do Sol; AC - Alto do Coqueiro; AM - Anticlinal de Mariana; CC - Soerguimento Conceição-Caraca; CCa - Complexo Caeté; FG - Fazenda Gandarela; P - Mina do Pitangui; SA - Sinclinal Alegria; SCA - serra do Caraca; SCb - serra das Cambotas; SCH - Sinclinal Conta História; SF - Sinclinal Fazendão; SG - Sinclinal Gandarela; SL - Mina de São Luís; SOF - Sinclinal Ouro Fino; SVL - Sinclinal Vargem do Lima:

# STRUCTURAL EVOLUTION OF THE "QUADRILÁTERO FERRÍFERO"; CONSEQUENCES ON THE AGE AND FORMATION OF THE GOLD DEPOSITS OF THE OURO PRETO AREA (MINAS GERAIS, BRAZIL)

**A. CHAUVET\***  
**M. FAURE\***  
**I. DOSSIN\***

\* LAB GÉOLOGIE STRUCTURALE, CNRS URA 1366, GDR G069 - UNIV. D'ORLÉANS, B.P. 6759, F-45067 ORLÉANS CÉDEX 2, FRANCE

**J. CHARVET\***  
**M. MENEZES** - DEPT. OF GEOCIENCIAS,  
 UNB, BRASILIA DF, BRAZIL

## INTRODUCTION

The "Quadrilátero Ferrífero" (Minas Gerais, Brazil) is characterized by abundant mineralizations and particularly by gold deposits which strongly contribute to the economic interest of the area. Various attempts to determine the structural model of this area emphasize the existence of a complex and polycyclic evolution dominated by the occurrence of two major tectonometamorphic events: the Transamazonian one (ca. 2.0 Ga) and the Brasiliano one (ca. 600 Ma) (e.g., Drake and Morgan, 1980; Marshak and Alkmim, 1989; Romano et al., 1991; Chauvet and Menezes, 1992). This paper presents a model for the structural evolution of the "Quadrilátero Ferrífero" essentially based on microstructural and kinematic analyses of different types of lineation and associated shear criteria. The structures respectively created during the Early Proterozoic and the Brasiliano tectonic events are identified and an interpretative evolution is given in conclusion. Using structural arguments, the gold-bearing quartz vein formation is integrated into this tectonic evolution scheme and a re-interpretation of the age of the economic concentration of gold is suggested.

## THE "QUADRILÁTERO FERRÍFERO"

Located on the southern edge of the São Francisco Craton, it consists in crystalline basement rocks associated with two major supracrustal units: the Archaean "Rio das Velhas" Supergroup (Schorscher, 1978) and the Lower Proterozoic "Minas" Supergroup one (Dorr, 1969; Babinski et al., 1991) (Fig. 1). The schists and conglomerates of the "Itacolomi" Group supergroup, which mainly outcrop within the southern part of the QF (Fig. 1), have been interpreted to deposit during the Middle Proterozoic (Barbosa, 1969; Dorr, 1969).

## STRUCTURAL ANALYSIS

Many interpretative models have been published on the structural evolution of the "Quadrilátero Ferrífero" (Dorr, 1969; Drake and Morgan, 1980; Marshak and Alkmim, 1989; Chauvet and Menezes, 1992; Marshak et al., 1992; Chemale et al., in press). The meta-sedimentary units are affected by large-scale synclines and anticlines surrounded by granite-gneissic highs (Fig. 1). The Early Proterozoic sediments of the "Minas" Supergroup overlie the Archaean rocks by tectonic contacts (Fig. 1). Three different generations of lineations:  $L_p$ ,  $L_m$  and  $L_m'$  (Fig. 1) occur and differ by their regional distribution, their nature and orientation and by the type of associated shear criteria.

### • Lineation $L_m$ and major $D_m$ tectonics

The main tectonic event is represented by a NW-vergent ductile thrusting which has been previously described by numerous works (e.g., Dorr, 1969; Marshak and Alkmim, 1989; Chauvet and Menezes, 1992). A stretching lineation ( $L_m$ ) coeval to this event and oriented N090-140, can be recognized and mapped everywhere within the study area (Fig. 1). It is expressed by oriented micaceous aggregates on foliation planes. At the base of the "Itacolomi" Group, the lineation is well-marked within conglomeratic lithologies by pebble-long-axis preferred orientation, close to N140. Numerous shear criteria indicate the non-coaxial character of this deformation. They are mainly illustrated by asymmetric pressure shadows around feldspar and kyanite porphyroclasts, development of S-C structures, and more scarcely by micro-scale drag-folds. Everywhere, the sense of shear associated with the  $L_m$  lineation is NW-vergent (Fig. 1). Quartz lattice preferred orientations give evidence which confirms this NW-vergent sense of shearing (Fig. 1, upper diagrams). Within both flanks of the "Mariana" anticline, the direction of the  $L_m$  lineation is independent of orientation of the foliation plane (Fig. 1). This suggests that nappe emplacement occurred upon a previously folded surface formed during an early tectonic event (Chauvet and Menezes, 1992).

### •Lineation $L_p$ and earliest $D_p$ tectonics

Well-expressed along the southern border of the Bação Complex, the lineation  $L_p$ , everywhere oriented close to NS, is marked by the elongation of quartz grains within quartzites of the "Minas" Supergroup and amphibole grains within the "Rio das Velhas" schists. Scarce shear criteria observed on the field (mainly asymmetric quartz, pegmatite lenses and drag-folds) indicate S- to SE-vergent sense of movement which implies a normal movement of the southern rim of the Bação Complex towards the south. This is confirmed by the lattice preferred orientation of the quartz  $\langle c \rangle$  axes (Fig. 1, bottom diagrams). In the south-eastern rim of the Bação Complex, some exposures which present evidence of a magmatic activity, have been found. For instance, a few hundred meters east of the "Viaduto do Funil" (see location on Fig. 1), a strongly NS-lineated leucocratic rock is intruded into migmatitic grey gneisses. Indeed, the  $D_p$  deformation could be interpreted to be the result of a reactivation of the magmatic/plutonic activity within the Archaean gneissic complexes.

### •Late gravity sliding $D_m'$

Within the northern limb of the Mariana anticline, centimetre to meter scale drag folds, mostly well-developed within pelitic lithologies, indicate a normal displacement towards the east, contrary to the NW-vergent  $D_m$  shear criteria. Axial planes are close to horizontal and fold axes are *systematically* normal to the  $L_m$  lineation. Similar structures overturned towards the south are also observed close to Ouro Preto, within the southern limb of the Mariana anticline (Fig. 1). In such a case, the fold axes are normal to a new lineation  $L_m'$ , weakly marked by mica orientation. This kind of folding is interpreted as the result of gravity sliding of the nappe pile, re-using the foliation plane as the main sliding surface and developed during the latest stages of the NW-vergent thrusting, in response to a relaxation of the compressional forces. The hypothetical association between the development of this mechanism of gravitational relaxation and the concentration of gold mineralization will be discussed below.

### •Quartz textures and $\langle c \rangle$ axis orientations

Plastic deformation of the quartzitic rocks has been analysed within thirteen samples in order to provide additional kinematic constraints and to estimate the intensity of the different deformation phases ( $D_m$  and  $D_p$ ). For each case, the reference frame has been carefully chosen taking into account the nature of the stretching lineation ( $L_p$  or  $L_m$ ) which is best expressed on the sample. Diagrams obtained for the four samples oriented along the  $L_p$  lineation are represented on the bottom of the figure 1. They give well-defined results which are consistent with the macroscopic shear criteria attributed to the  $D_p$  tectonics. The motion towards the south is herein clearly confirmed. Only four of the diagrams oriented along the  $L_m$  lineation have been presented (Fig. 1).

The obliquity of the girdle defines NW-vergent shear sense that we can associate to the development of  $D_m$  tectonic event. Because the other diagrams do not offer reliable kinematic informations, we can conclude that the  $D_m$  thrusting event appears not to be strong enough to be well-recorded within quartz  $\langle c \rangle$  axis preferred orientations. This interpretation is affirmed by the analysis of quartzite textures. Within NS oriented thin-sections, quartz have an homogeneous size with a well-recrystallised texture, implying that  $D_p$  deformation was developed under relative high temperature conditions. Conversely, thin sections cut parallel to the  $L_m$  lineation contain different sizes of quartz grains. Relic grains are preserved and surrounded by small ones due to a partial dynamic recrystallisation. The  $D_m$  tectonics is then interpreted to be very weak in intensity and to develop under low-grade conditions.

### •Gold occurrences

The main gold mines of the Ouro Preto area are located at the contact between the base of the "Minas" Supergroup and the top of the Archaean "Rio das Velhas" Supergroup, along the MMC (Main Mineralised Contact, see location on Fig. 1). Samples for structural studies have been collected within the "Passagem de Mariana" and "Morro Santana" Mines (see location on Fig. 1). The mineralization mainly consists in quartz veins and tourmalinite layers intercalated within quartz-schist (e.g., Fleischer and Routhier, 1973; Vial, 1987). Within the gold-bearing veins, quartz is associated with carbonate, tourmaline, chlorite and sulfide. These veins probably represent the main stage of the hydrothermal activity which leads to the economic concentration of gold. Both foliation and veins are roughly parallel and gently dip towards the E-SE, parallel to the MMC. However, precise measurements demonstrate that the veins systematically present a higher eastward dip than the foliation. They are interpreted as "T" extension fractures (after Hodgson, 1989) and developed during the later gravity tectonics (called above the  $D_m'$  tectonic event) which caused a normal remobilization of the nappe pile towards the east, after the  $D_m$  ductile tectonic event.

Structural evolution of the "Quadrilátero Ferrífero" and implications on the gold concentration process

The scenario adopted in this paper for the Proterozoic evolution of the "Quadrilátero Ferrífero" suggests the occurrence of two major tectonic events which present very different structural features. The main characters of these successive events are summarised on an interpretative model (Fig. 2). Initially, both "Rio das Velhas" and "Minas" Supergroups rest on top of the Archaean basement which could contain a pre-existing structure, including some highs (Fig. 2a). We interpret herein the first tectonic event  $D_p$  as the result of a magmatic activity within the Bação complex and probably within other gneissic complexes of the area (Fig. 2b). The ductile shearing towards the south, located on the

southern margin of the Bação Complex, accommodates the vertical ascent due to the forced intrusion of the gneissic complex (e.g., Teixeira and Figueiredo, 1991). During this tectonic event, the area acquired the "dome-and-keel" structure (Marshak et al., 1992) resulting in the formation of large-scale synclines and anticlines in response to magmatic rising (Fig. 2b). According to the radiometric ages obtained along the southern border of the Bação dome (e.g., Machado et al., 1992), this activity could be correlated to the Transamazonian event (ca. 2.0 Ga). The next tectonic event,  $D_m$ , that affects the area corresponds to the well-documented thrusting towards the W-NW (e.g., Marshak and Alkmim, 1989; Chauvet and Menezes, 1992). The thrusting acted on a surface with a complex geometry corresponding to the dome-and-keel structure formed during  $D_p$ . This may explain the constant direction of the  $L_m$  lineation within both flanks of the Mariana anticline. Because  $D_m$  affects the "Itacolomi" Group which is interpreted, on the basis of stratigraphic arguments (Dorr, 1969), to be Middle Proterozoic in age, the thrusting tectonics is herein assumed to be formed only during the Late Proterozoic (Brasiliano event), as previously suggested (Chauvet and Menezes, 1992; Chemale et al., in press). In response to the relaxation of the  $D_m$  compressional forces, the  $D_m'$  event is defined as a later gravity sliding of the nappes. It is suggested that gold-bearing quartz veins were formed by filling of the open cavities created during this later tectonics.

Regarding the above interpretation of the structural evolution of the "Quadrilátero Ferrífero", the Transamazonian Event could be considered as a period of crustal growth due to an intense magmatism whereas the Brasiliano event seems resulting from a collision type tectonics driven by mobile lithospheric plates. In this model, the gold mineralization of the Ouro Preto area is assumed to concentrate during the late stages of the Brasiliano Event. This new interpretation does not exclude that gold source is provided by the Archaean "Rio das Velhas" Greenstone Supergroup and that a pre-concentration may have been effected during the Transamazonian tectonics.

CAPES and COFECUB organs provided give financial supports for this work.

REFERENCES

Babinski, M., Van Schmus, W.R. and Chemale, F.Jr., 1991. Pb/Pb geochronology of carbonate rocks of Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. A. G. U. Fall Meeting, San Francisco, p. 531.

Barbosa, A.L.M., 1969. Geologic map of the Ouro Preto and Santa Rita de Ouro Preto quadrangles, Minas Gerais, Brasil. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 641-A, plate 9.

Chauvet, A. and Menezes, M., 1992. Evolution structurale du sud du Craton de São Francisco : implications sur les minéralisations aurifères de la région d'Ouro Preto, Brésil. C. R. Acad. Sci. Paris, 315, II: 495-501.

Chemale, Jr.F., Rosière, C.A. and Endo, I., in press. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Um modelo. Rev. Pesquisas U. F. R. S.

Dorr, J.V.N., 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Geol. Surv. Prof. Paper, 641-A: A1-A110.

Drake, A.A. and Morgan, B.A., 1980. Precambrian plate tectonics in the Brazilian shield-Evidence from the Pre-Minas rocks of the Quadrilátero ferrífero, Minas Gerais. Geol. Surv. Prof. Paper, 1119-B: B1-B19.

Fleischer, R. and Routhier, P., 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). Econ. Geol., 68: 11-22.

Hodgson, C.J., 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits : a review. Ore Geology Reviews, 4: 231-273.

Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A. and Belo de Oliveira, O., 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 104: 1221-1227.

Marshak, S. and Alkmim, F.F., 1989. Proterozoic contractional/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. Tectonics, 8, 3: 555-571.

Marshak, S., Alkmim, F.F. and Jordt-Evangelista, H., 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archaean granite-greenstone terrane. Nature, 357: 491-493.

Romano, W.A., Bertrand, J.M., Michard, A. and Zimmermann J.L., 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénèse transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du "Quadrilatère ferrifère" (Minas Gerais, Brésil). C. R. Acad. Sci. Paris, 313, II: 1195-1200.

Schorscher, H.D., 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Congr. Bras. Geol., Recife, Brazil, 30, 1: 292-293.

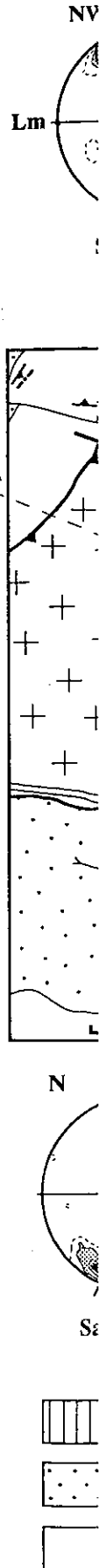
Teixeira, W. and Figueiredo, M.C.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. Precambrian Res., 53: 1-22.

Vial, D.S., 1987. Mina de Ouro da Passagem, Mariana, Minas Gerais. in "Principais Depósitos minerais do Brasil", vol. III, pp. 421-430.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1: Structural map of the southern part of the "Quadrilátero Ferrífero". The location of the "Viaduo do Funil (refer to the text) and of the main gold mines of the Ouro Preto area are indicated. Regional syncline and anticline structures are represented (i.e. Mariana anticline). Crystallographic fabrics of quartz <c> axes for eight quartzite samples of the Ouro Preto area are shown. At the upper part of the figure, diagrams parallel to the  $L_m$  lineation, are parallel to the  $L_p$  lineation. Numbers of grains measured and contour values are shown at lower right-hand corner of each fabric. Diagrams are Schmidt, lower-hemisphere, stereonet.

Fig. 2: Interpretative structural evolutionary model of the "Quadrilátero Ferrífero" during the Proterozoic. See text for explanation. Location of the AA' cross-section (Fig. 2c) is indicated in figure 1



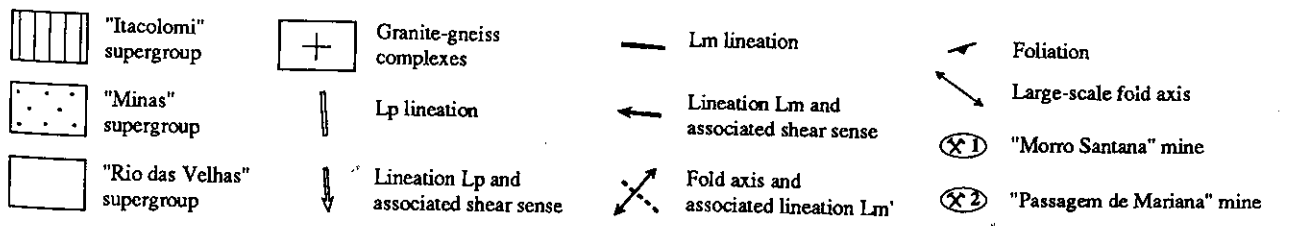
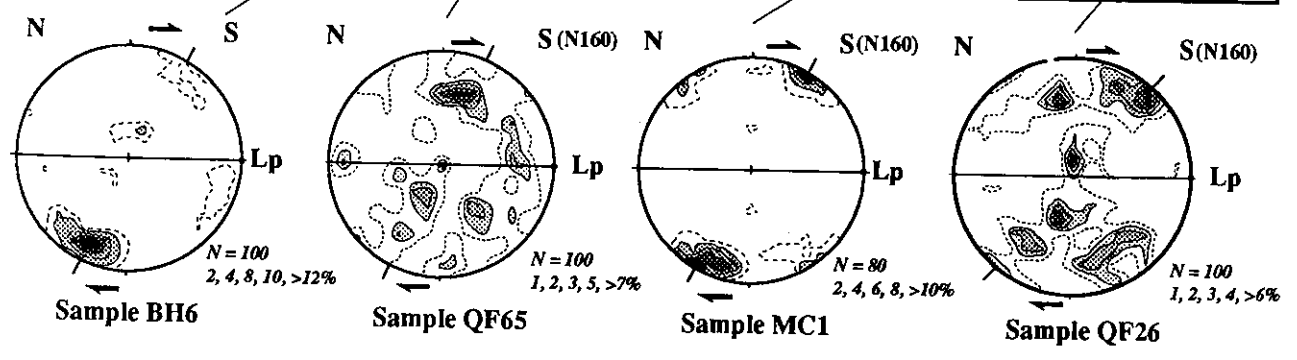
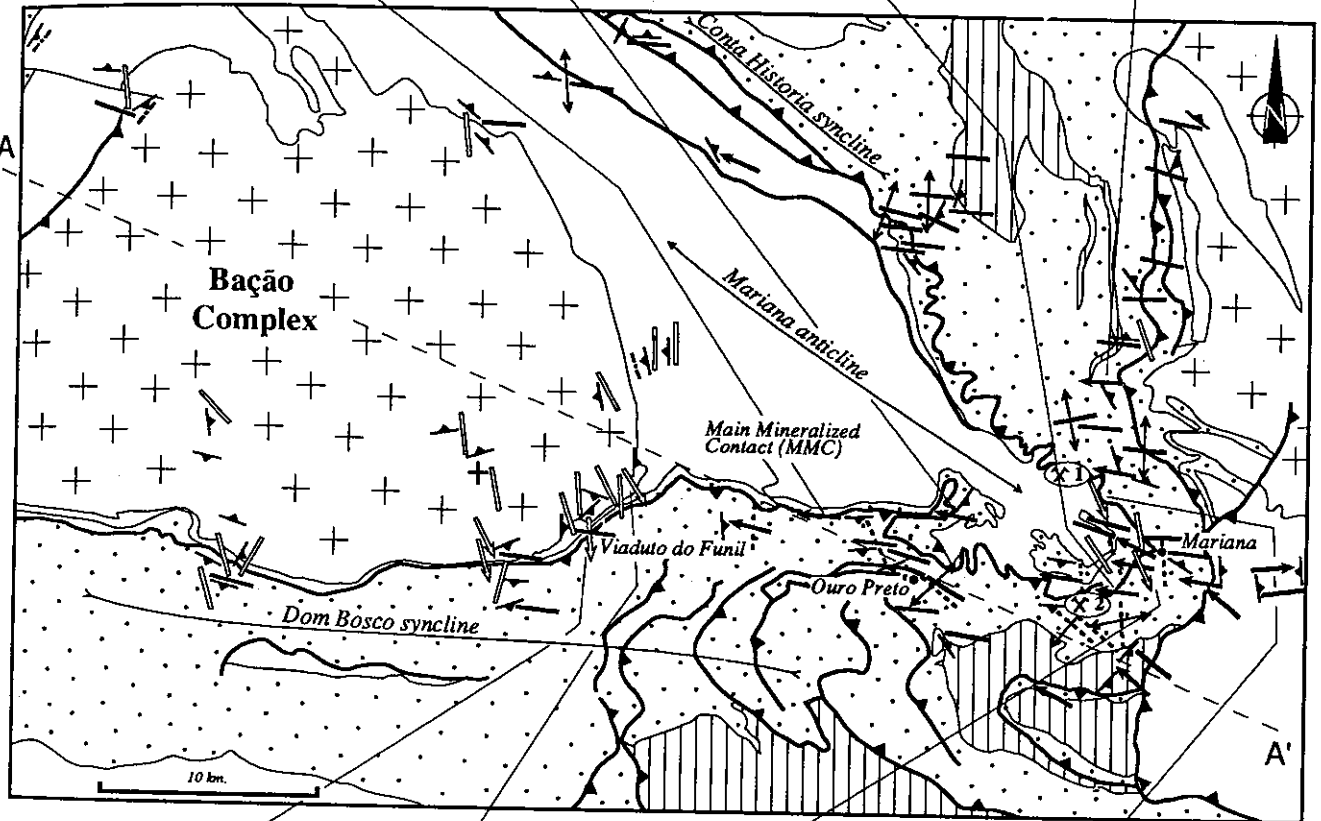
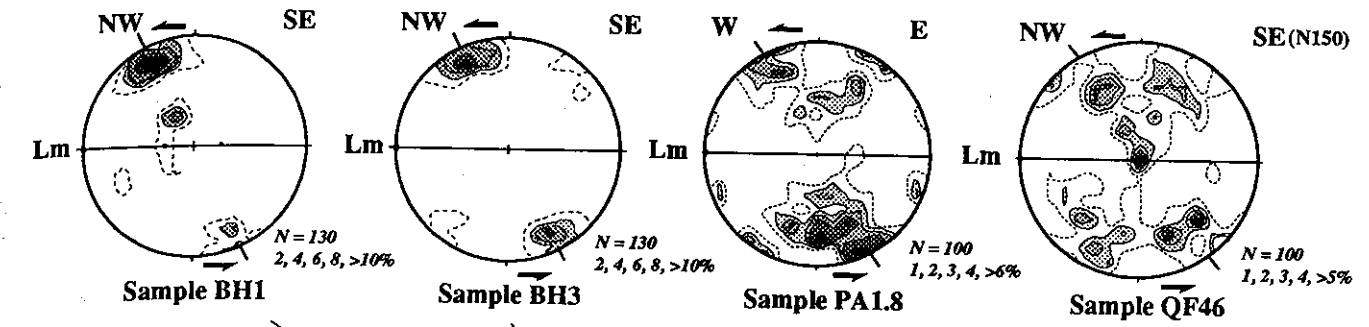
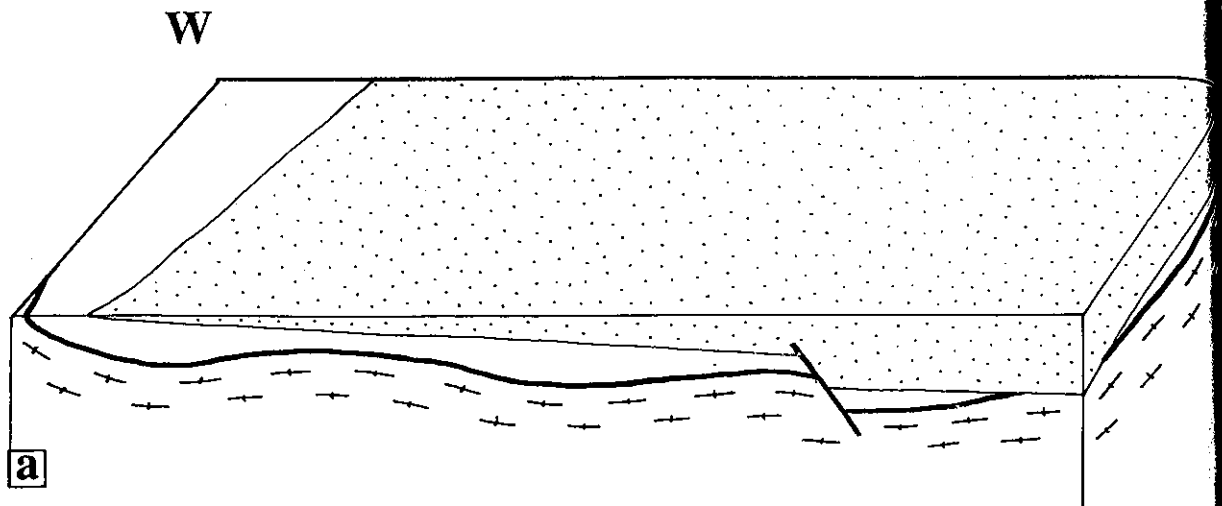
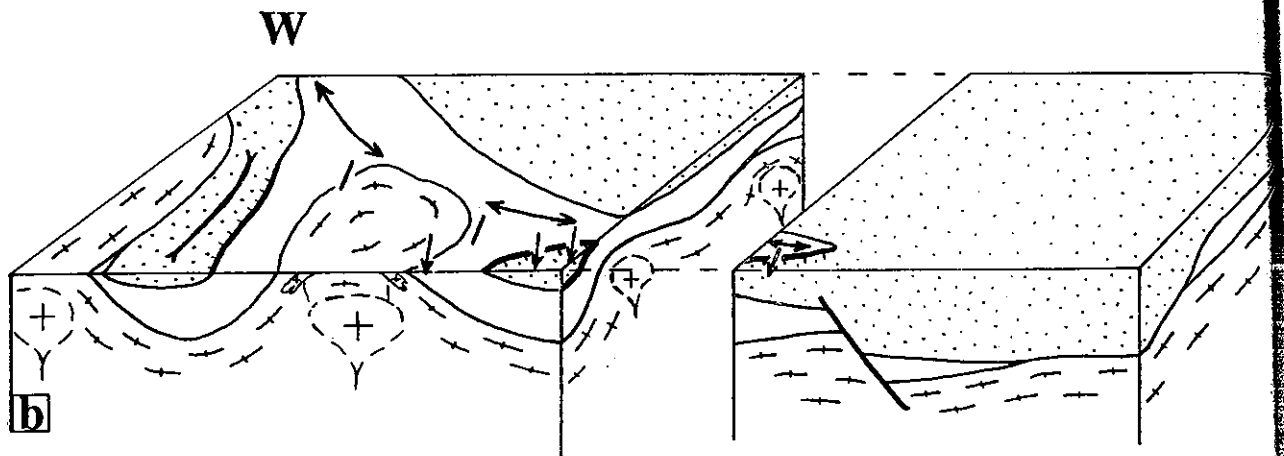


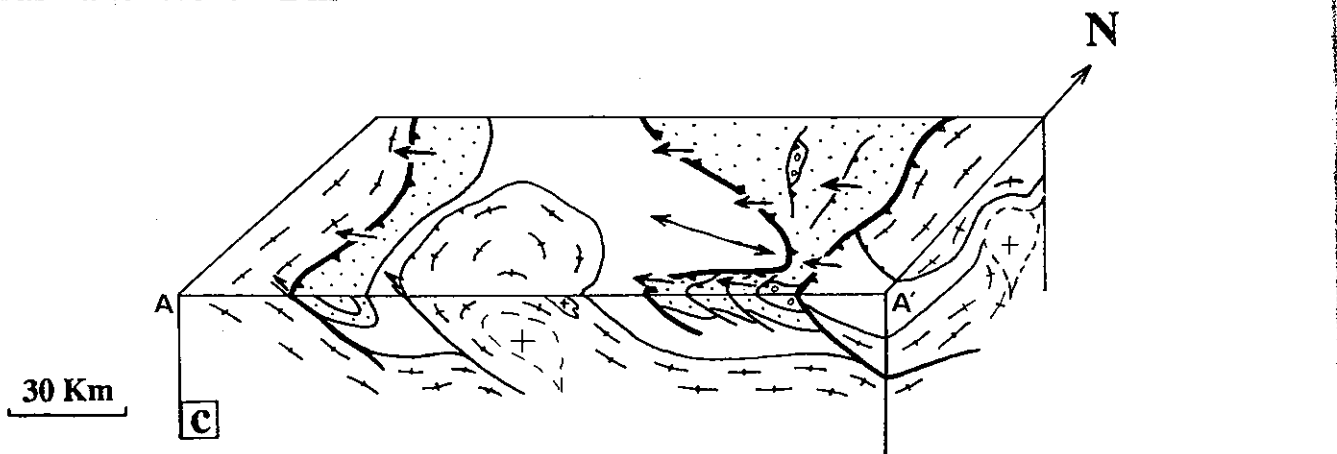
Figure 1



Transamazonian Event = Dp



Brasiliano Event = Dm



- |                         |                     |                                 |                    |                                       |                                   |                          |
|-------------------------|---------------------|---------------------------------|--------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
|                         |                     |                                 |                    |                                       |                                   |                          |
| Itacolomi<br>supergroup | Minas<br>supergroup | Rio das<br>Velhas<br>supergroup | Archaean<br>gneiss | Presumed<br>Transamazonian<br>granite | Lination<br>and shearing<br>sense | Large-scale<br>fold axis |

# ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA E DEFORMAÇÃO EM ROCHAS DA BORDA DO COMPLEXO METAMÓRFICO DO BAÇÃO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS

CAROLINE J. S. GOMES - DEGEO/EM/UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO  
HORST QUADE - UNIVERSIDADE TÉCNICA DE CLAUSTHAL, ALEMANHA

## INTRODUÇÃO:

Neste trabalho serão apresentados os resultados de uma análise da anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) das rochas miloníticas, da borda noroeste e oeste do Complexo Metamórfico do Bação (CMB), Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. O objetivo do trabalho é discutir os dados e estabelecer possíveis relações com os resultados do cálculo da deformação, realizado em grãos de quartzo, das mesmas amostras.

A ASM fornece a trama dos minerais magnéticos da rocha e constitui hoje ferramenta importante na geologia estrutural, gerando informações sobre direção e magnitude das orientações preferenciais dos minerais. A análise de deformação fornece a trama da forma de marcadores da deformação, neste estudo "ribbons" de quartzo. É importante ressaltar que não existe uma relação direta e/ou simples entre os resultados destas duas análises. Discutem-se propriedades e fases minerais diferentes e, além disto, a magnetização e a deformação podem não ser de mesma idade.

## METODOLOGIA ADOTADA E PRINCÍPIOS BÁSICOS DA ASM:

As medidas da ASM das rochas estudadas, foram efetuadas no Instituto de Geologia e Paleontologia da Universidade Técnica de Clausthal, Alemanha, com o equipamento Kappabridge KLY - 2.1, Fa. Geofysika, Brno. Este aparelho possui um campo magnético homogêneo, que magnetiza as amostras ao serem introduzidas, conforme o seu grau de susceptibilidade magnética (SM). Utilizaram-se amostras cortadas em forma de cubos com volume de 8 cm<sup>3</sup>. A SM é uma propriedade física intrínseca de cada mineral que depende ou da forma do grão ou de sua orientação cristalográfica. Os principais minerais formadoras de rocha são paramagnéticos ou diamagnéticos e nestes minerais a ASM é controlada apenas pela orientação cristalográfica e muito pouco pela forma. A magnetização, ou SM, da rocha total é fornecida pelo equipamento em três direções perpendiculares entre si, que representam as susceptibilidades máxima (K<sub>1</sub>), intermediária (K<sub>2</sub>) e mínima (K<sub>3</sub>). Gráficamente, a SM pode ser representada por um elipsóide de eixos principais k<sub>1</sub> > k<sub>2</sub> > k<sub>3</sub>, onde k<sub>1</sub> = K<sub>1</sub>/K<sub>média</sub>.

A análise de deformação foi realizada em microescala, utilizando-se duas lâminas delgadas, perpendiculares entre si, xz e yz, para cada amostra. Neste estudo assumiram-se, o eixo x de deformação disposto paralelo ao eixo de maior alongamento dos cristais de quartzo, e nenhuma variação no volume da rocha. Em cada lâmina foram medidos os eixos maior e menor de 50 cristais de quartzo e então calculadas as médias aritméticas dos eixos x, y e z, assim como os parâmetros R<sub>xz</sub>, R<sub>yz</sub>, R<sub>xy</sub>, k de Flinn (1962) e E de Nadai (1963). Para uma comparação dos dados da análise de deformação com os resultados da análise da ASM das rochas foi necessário normalizar os eixos para x + y + z = 3.

### Principais parâmetros da ASM:

Os parâmetros utilizados no presente trabalho são aqueles comumente citados na literatura para análises de ASM e, outros, modificados da análise de deformação. A partir dos eixos principais de SM, k<sub>1</sub>, k<sub>2</sub> e k<sub>3</sub>, calcularam-se:

-susceptibilidade média:

$$k_{\text{média}} = (k_{\text{máx}} + k_{\text{int}} + k_{\text{min}}) / 3$$

-lineação magnética: L = k<sub>máx</sub> / k<sub>int</sub>

-foliação magnética: F = k<sub>int</sub> / k<sub>min</sub>

-grau de anisotropia: P = k<sub>máx</sub> / k<sub>min</sub>

-parâmetro de forma (Jelinék 1981)

= ni de Lode (1926)

$$T = (2 \ln k_2 - \ln k_1 - \ln k_3) / (\ln k_1 - \ln k_3)$$

-índice de forma k de Flinn: k = L-1 / F-1

-intensidade ou magnitude da ASM (Nadai 1963)

$$E = (3)^{1/2} / 2 \times \text{gama}$$

-intensidade de distorção (Ramsay & Huber 1983):

$$d = [(F-1)^2 + (L-1)^2]^{1/2}$$

Da mesma forma como o parâmetro k de Flinn, o índice de forma do elipsóide T varia entre -1 e +1, portanto quando -1 < T < 0 o elipsóide é prolato e quando 0 < T < +1 o elipsóide é oblato.

## A SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Os valores da SM média (k<sub>média</sub>) calculados para as rochas do CMB variam entre 13 x 10<sup>-6</sup> e 336 x 10<sup>-6</sup> Si unidades / unidades vol. (esta unidade será citado daqui em diante apenas como Si/vol.). O resultado obtido representa uma k<sub>média</sub> baixa para filossilicatos, que constituem os únicos possíveis

portadores de SM nos gnaisses miloníticos da área de trabalho. As rochas estudadas compõem-se essencialmente por quartzo, feldspato, biotita (marrom), levemente retrometamorfizada para clorita, e teores baixos de muscovita (exceção: amostra CB 24). A literatura fornece as  $k_{médias}$  para biotita, muscovita e clorita de:  $990 - 1290 \times 10^{-6}$  Si/vol.,  $165 - 197 \times 10^{-6}$  Si/vol. e  $70 - 1.000 \times 10^{-6}$  Si/vol., respectivamente. Os valores demasiadamente baixos, obtidos, exigem estudos petrológicos mais detalhados. Sabe-se apenas que a biotita de cor marrom prevalece entre os filossilicatos das rochas miloníticas estudadas e que esta é caracterizada por baixos teores de Fe. No entanto, os valores mais altos de  $k_{média}$  foram registradas nas amostras sensivelmente mais ricas em biotita.

Assim como a SM média é baixa, também são baixos os resultados da intensidade de magnetização, E, entre 0,13 e 0,07, e o índice de distorção do elipsóide d, entre 0,09 e 0,17 (Tab.1).

O índice k de Flinn (0,03 a 0,28) e o diagrama da figura 1 caracterizam elipsóides da ASM, oblatos, com variação pequena na forma. O diagrama intensidade de distorção (d) versus forma do elipsóide (k) (Fig. 2) também retrata uma dispersão pequena dos dados. Este fato, sugere magnetização homogênea.

A foliação magnética (plano  $k_1-k_2$ ), que reflete a orientação planar preferencial dos filossilicatos, coincide em todas as amostras com a foliação tectônica das rochas. A literatura mostra que, nestes casos, a atitude do eixo de maior SM,  $k_1$ , comumente coincide com o eixo de maior estiramento, x, dos tectonitos. Isto não ocorre no presente estudo, onde o eixo  $k_{máx}$  coincide com o eixo intermediário, y, de deformação. Nas rochas da borda do CMB,  $k_{máx}$  dispõe-se próximo à linha de maior mergulho da foliação milonítica (Fig. 3).

## A ANÁLISE DE DEFORMAÇÃO

O cálculo da magnitude da deformação nas rochas da borda oeste e noroeste do CMB (Gomes 1993) e o presente estudo revelaram elevada magnitude da deformação apenas para as amostras CB16 e CB15, com  $R_{xz}=17,36$  e  $11,26$  respectivamente, e valores significativamente mais baixos para o restante (Tab.2). Estes dados representam valores mínimos de deformação uma vez que o quartzo não constitui marcador da deformação ideal, pois sofre cominuição progressiva com destruição dos "ribbons" a medida que avança a deformação.

Os elipsóides da deformação finita possuem forma achatada e índice k variando entre 0.078 e 0.97 (Fig. 2). O eixo x de deformação corresponde às lineações de estiramento de quartzo e feldspato sobre a foliação milonítica subvertical, em posição subhorizontal.

## DISCUSSÃO

É grande a coincidência entre as tramas magnética das micas (cloritas) e a trama da forma dos grãos de quartzo. A orientação dos eixos principais de SM,

coincide com os eixos de deformação do quartzo. No entanto, ocorre uma troca de posições, entre o eixo  $k_{máx}$  de SM e o eixo x de maior estiramento. O primeiro encontra-se sempre paralelo ao mergulho da foliação milonítica e o último, subhorizontal, paralelo a sua direção.

A literatura é farta em exemplos de complexos metamórficos bordejados por cinturões de rochas verdes, com foliação paralela ao contato e lineações de estiramento no seu mergulho, caracterizando uma ascensão vertical para estes corpos (Anhaeusser et al. 1969; Coward 1981 etc.). No entanto, na borda do CMB as lineações de estiramento de quartzo (e feldspato) são sempre subhorizontais.

Em estudos recentes sobre a ASM, a lineação magnética dos minerais é relacionada à direção do transporte tectônico, p. ex. Aubourg et al. (1992), Averbuch (1992). Aubourg et al. (1992) estudando a ASM de folhelhos negros dos Alpes Franceses, pouco deformados, determinaram nestas rochas uma lineação magnética, nas quais nenhuma lineação tectônica havia sido detectada. Os autores relacionaram a lineação magnética à direção do transporte de massas rochosas conhecida até então apenas indiretamente, em escala regional.

Exigem-se estudos mais detalhados de ASM nas rochas da borda do CMB para conclusões definitivas, no entanto, sugere-se que exista uma relação entre a posição do eixo  $k_{máx}$  no mergulho da foliação milonítica, e um movimento de ascensão vertical do CMB.

## CONCLUSÕES

1) O estudo da ASM aplicado às rochas gnáissico-miloníticas da borda do CMB forneceu uma trama magnética, medida em filossilicatos, bem definida.

2) A trama magnética é de baixa intensidade e pequena dispersão indicando magnetização homogênea. Já o cálculo da deformação finita dos cristais de quartzo fornece resultados de alta até baixa magnitude, sugerindo deformação heterogênea. Não existe relação entre a intensidade da ASM e a magnitude da deformação finita.

3) É possível correlacionar a orientação da foliação magnética das rochas estudadas às atitudes da foliação tectônica e da trama da forma dos grãos de quartzo.

4) Estudos mais detalhados em um maior número de amostras devem ser realizados para comprovar a orientação do eixo de maior SM no mergulho da foliação milonítica, e relacioná-lo a um possível movimento ascendente do CMB. É bom lembrar que o posicionamento do CMB é claramente ascendente em escala regional, no entanto em meso e microescala os indicadores cinemáticos das rochas da borda do complexo são de movimento transcorrente.

## AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar seus agradecimentos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), ao Conselho de Pesquisas



(CPq) e à Universidade Federal de Ouro Preto, que tornaram possível a realização deste trabalho.

### BIBLIOGRAFIA:

- ANHAEUSSER, C. R., MASON, R., VILJOEN, M. J., & VILJOEN, R. P. 1969: A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology. - Bull. Geol. Soc. Am., 80: 2175 - 2200.
- AUBOURG, Ch., ROCHETTE, P. & VIALON, P. 1991: Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovian-Oxfordian black shales (French Alps). - Tectonophys., 185: 211 - 223.
- AVERBUCH, O., LAMOTTE, D.F.de & KISSEL, C. 1992: Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure - a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). J. Struct. Geol., 14: 461 - 474.
- COWARD, M.P. 1981: Diapirism and gravity tectonics: report of a Tectonic Studies Group conference held at Leeds University, 25 - 26 March 1980. J. Struct. Geol., 3: 89 - 95.
- FLINN, D. 1962: On folding during three dimensional progressive deformation. Q. Jl. Geol. Soc. Lon. 118: 385 - 428.
- GOMES, C.J.S. 1992: The west and northwest border of the Bação Complex: strain and microstructures. Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 7/8: 797-806.
- JELINÉK, V. 1981: Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophys., 79: T63 - T67.
- KLIGFIELD, R., LOWRIE, W. & DALZIEL, I.W.D. 1977: Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the Sudbury basin, Ontario. Tectonophys., 40: 287 - 308.
- NADAI, A. 1963: Theory of flow and fracture of solids. McGraw-Hill, 705 pp.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983: The Techniques of Modern Structural Geology - Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, Inc., 307 pp.

TABELA 1: DADOS E PARÂMETROS DA ASM DAS ROCHAS GNÁISSICO-MILONÍTICAS DA BORDA DO CMB

	CB01	CB03	CB05	CB09	CB14	CB15	CB16	CB21	CB24	CB25
Sucept.magnética média - $k_{méd}$	57,60	335,80	111,40	57,81	28,60	13,51	26,64	71,48	28,51	99,93
Linhação magnética - L	1,030	1,028	1,025	1,013	1,015	1,020	1,014	1,003	1,012	1,018
Foliação magnética - F	1,158	1,129	1,088	1,163	1,173	1,159	1,090	1,089	1,130	1,127
Grau de anisotropia - P	1,193	1,161	1,115	1,178	1,191	1,183	1,105	1,092	1,144	1,147
Parâmetro de forma - T	0,664	0,627	0,545	0,841	0,830	0,761	0,720	0,936	0,820	0,742
k de Flinn	0,190	0,218	0,286	0,080	0,086	0,127	0,157	0,032	0,094	0,141
Magnitude da ASM - E	0,134	0,112	0,081	0,129	0,137	0,130	0,076	0,071	0,105	0,105
Intensidade de distorção - d	0,161	0,132	0,092	0,164	0,174	0,160	0,091	0,089	0,131	0,128

\*  $10^{-6}$  Si unidades / unidade vol.

TABELA 2: DADOS E PARÂMETROS DA DEFORMAÇÃO DAS ROCHAS GNÁISSICO-MILONÍTICAS DA BORDA DO CMB

	CB01	CB03	CB05	CB09	CB14	CB15	CB16	CB24	CB25
Elipticidade X/Y - $R_{xy}$	1,800	2,020	1,170	2,750	1,810	2,690	3,640	1,280	1,630
Elipticidade Y/Z - $R_{yz}$	3,830	3,200	3,180	2,800	2,440	4,190	4,750	3,470	3,810
Elipticidade X/Z - $R_{xz}$	6,880	6,450	3,720	7,680	4,430	11,260	17,370	4,440	6,210
k de Flinn	0,283	0,434	0,078	0,972	0,563	0,530	0,704	0,113	0,224
Magnitude da deformação - E	1,399	1,332	1,015	1,442	1,059	1,722	2,020	1,130	1,337
Intensidade de distorção - d	2,941	2,425	2,187	2,511	1,652	3,610	4,586	2,486	2,880

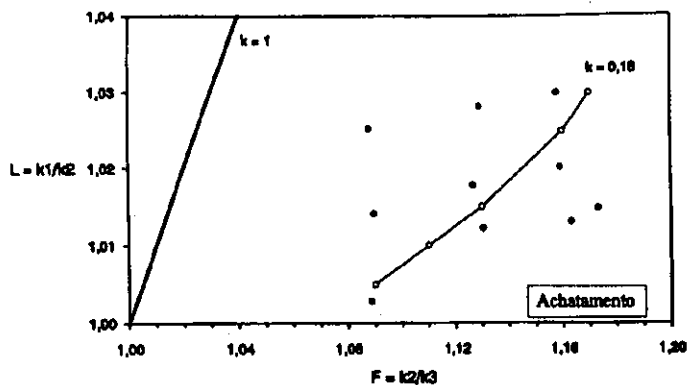


Fig. 1: Gráfico do tipo diagrama de Flinn para as ASM das rochas da borda oeste e noroeste do Complexo Metamórfico do Bação - Lineação Magnética versus Foliação Magnética e "percurso" da susceptibilidade (Kligfield et al. 1977).

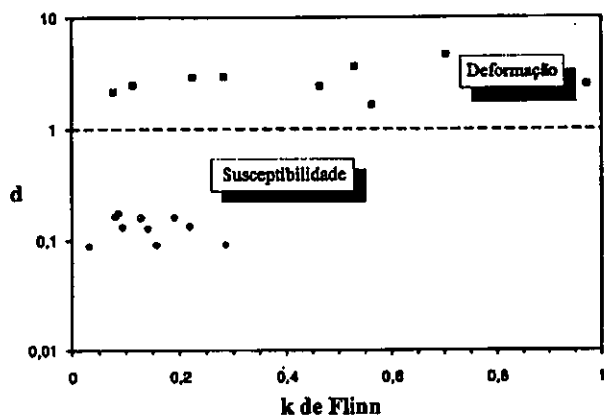


Fig. 2: Diagrama de correlação entre a intensidade de distorção  $d$  e a forma do elipsóide  $k$  da deformação e da ASM, para as rochas estudadas.

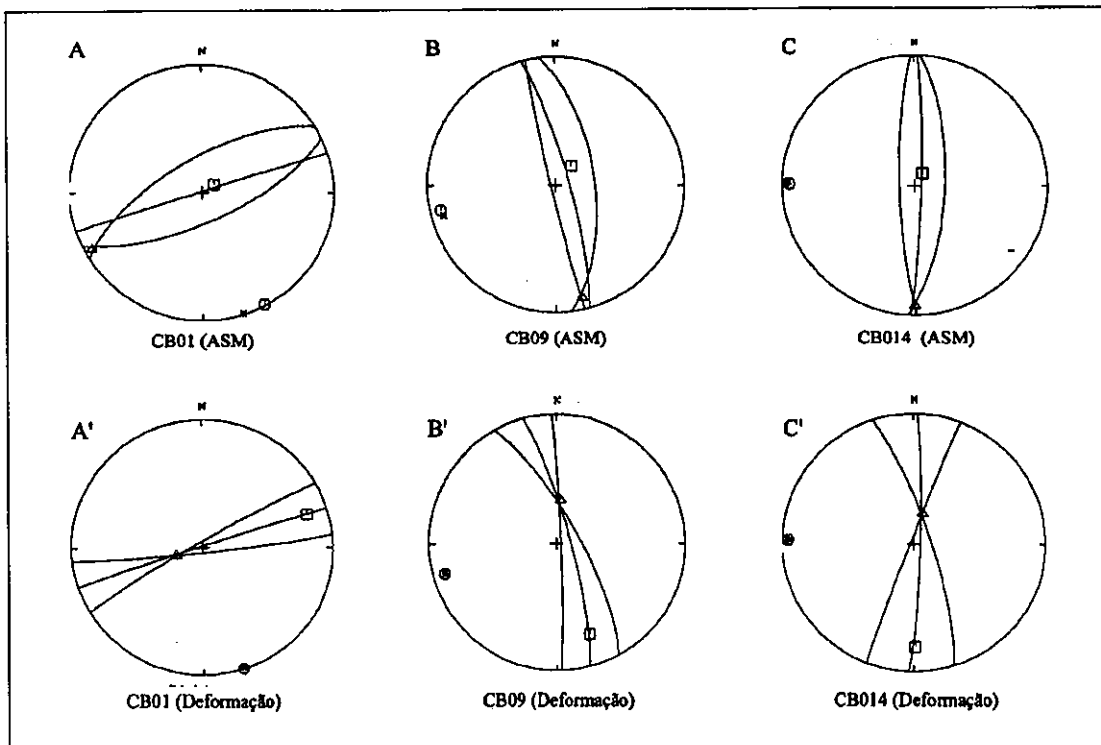


Fig. 3: Estereogramas das atitudes dos eixos principais de susceptibilidade magnética  $k_1$ ,  $k_2$  e  $k_3$  (A, B e C) e dos eixos principais de deformação  $x$ ,  $y$  e  $z$  (A', B' e C') para três amostras. (quadrado=eixo máximo; triângulo=eixo intermediário e círculo=eixo mínimo)

## RELAÇÃO ENTRE TRANSCORRÊNCIA E CAVALGAMENTO COM BASE EM ESTUDO DE PETROTRAMA DE QUARTZO E ESTAUIROLITA: EXEMPLO DA REGIÃO NOROESTE DO CEARÁ

**TICIANO JOSÉ SARAIVA DOS SANTOS** - (Pos-grad. Geologia Regional-UNESP; Bolsista FAPESP)  
**PETER C. HACKSPACHER** (DPM-IGCE/UNESP- RIO CLARO)

A região noroeste do Ceará está inserida na Província Borborema de ALMEIDA (1967). É composta por um embasamento de idade arqueana (HACKSPACHER et al. 1991), formada por granulitos, migmatitos, paragnaisses e uma suite de afinidade tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG). A sequência supracrustal engloba os metassedimentos de alto grau do Grupo Martinópolis (xistos, quartzitos aluminosos e ferríferos, e calciossilicáticas) e os metassedimentos de baixo grau dos grupos São José, Casinha e Ubajara (SANTOS & HACKSPACHER 1992).

O conjunto de rochas supracrustais tem sido correlacionado (AFFATON et al. 1991; SANTOS 1993) com aquelas rochas presentes na faixa Dahomeyde, que bordejia a porção oriental do Craton Oeste Africano.

Em termos estruturais, essas rochas são afetadas por quatro fases deformacionais. A primeira, Dn-1, exclusiva das rochas do embasamento, é caracterizada tanto por um bandamento grosseiro, quanto por uma xistosidade dada pela alternância de níveis félsicos (quartzo-feldspáticos) e máficos (anfíbolíticos, micáceos e granadíferos). Os estilos de dobramento geralmente são isoclinais recumbentes com um caráter de transposição.

A segunda e terceira fase, Dn e Dn+1, são as primeiras fases a afetar as supracrustais do Grupo Martinópolis. Essas fases mostram-se com uma evolução progressiva desencadeada durante o evento orogênico Transamazônico/Eburneano.

A progressividade da deformação é melhor evidenciada em escala microscópica. Dn é responsável pela cristalização e deformação de minerais como cianita, estauirolita e feldspato. O pico metamórfico dessa fase é dado pela cristalização de silimanita. A deformação Dn+1 ocorre em condições P-T mais amenas, onde, em cortes XY do elipsoide de deformação, os minerais de alto grau são boudinados, mostrando um fraturamento perpendicular a direção de máximo estiramento. Essa feição ocorre em grande parte da área, mais precisamente entre as faixas transcorrentes, com uma história deformativa coaxial entre Dn e Dn+1, reforçando seu caráter progressivo. De toda forma, essa coaxialidade não é uma constante. A nível de afloramento, a lineação de estiramento Ln mostra-se encurvada num plano o que evidencia uma feição típica de dobra em bainha. Em escala microscópica, cristais de cianita e granada são rotacionados, numa deformação não-coaxial.

A quarta e última fase, Dn+2, mostra uma intrínseca relação com a competência da rocha. Ocorre nas rochas do embasamento como uma clivagem de fratura preenchida por epidoto e sericita. Nos migmatitos da região de Granja são responsáveis pelo desenvolvimento dos pseudotaquilitos. Nas rochas xistosas do Grupo Martinópolis, essa fase é denotada por uma clivagem de crenulação, com desenvolvimento de típicas "kink-bands" e dobras "chevron" de amplitude inferior a 2 cm. Nos quartzitos, ocorre novamente uma clivagem de fratura preenchida por muscovita e sericita. No Grupo São José e nos Metassedimentos de Casinha, essa fase é responsável por uma clivagem de crenulação, com desenvolvimento de uma moderada recristalização de quartzo. A esta fase relaciona-se também a tectônica responsável pela estruturação da Bacia de Jaibas, de idade Eo-Cambriano.

Evidências de campo têm mostrado que a fase Dn/Dn+1 foi a de maior atuação na área, tendo paralelizado as estruturas anteriormente desenvolvidas. Essa fase progressiva mostra uma foliação de direção NE-SW, com mergulho suave a subvertical para SE e NW; uma forte lineação de estiramento mineral com mergulho suave para NE ou SW, e localmente para E ou W; e ainda é responsável pelos macrodobramentos da área que mostram eixo inclinados no sentido NE e SW.

Com base na assimetria de dobras, rotação de pórfiros e inversão de camadas, tem-se caracterizado cavalgamentos do Grupo Martinópolis para NW e SE, por sobre as rochas do embasamento cristalino. A total ausência de uma lineação de estiramento perpendicular a frente de cavalgamento, bem como a deficiência de melhores marcadores da cinemática da deformação nos quartzitos, levaram à análise de petrotrama.

O estudo de trama cristalográfica (TC) fornece respostas quanto as condições e processos deformacionais associados ao fluxo intracristalino na rocha. Vários trabalhos, tanto experimentais quanto naturais (LISTER & PATERSON 1979; LISTER & HOBBS 1980; LISTER & DORNSIEPEN 1982; LAW 1990; FUETEN et al. 1991; entre outros), tem mostrado que a TC fornece bons resultados com relação ao estado de deformação finita, caminho da deformação, em particular, deformação coaxial vs. não-coaxial; cinemática da deformação; e ainda, condições de temperatura em que se deu a deformação.

Este trabalho tem por objetivo trazer maiores subsídios para um modelo evolutivo tectonometamórfico da área desencadeado durante a fase deformativa  $D_n/D_{n+1}$ . Para tanto, as condições térmicas durante a deformação foram determinadas a partir da caracterização dos sistemas de deslizamentos ativados. A predominância do estudo de quartzo dá-se em função da sua grande variedade de tipos de trama encontrado sob diferentes condições metamórficas e deformacionais, bem como, ainda sua importância no controle da reologia de grandes porções da crosta.

## APRESENTAÇÃO DE DADOS

A determinação do eixo-c de quartzo foi feita usando um microscópico petrográfico e uma platina universal. Para determinação dos eixos no plano "r" e "m" do quartzo, utilizou-se um difratômetro de raio-X D-5000 da Siemens, no plano XZ de uma amostra medindo 2,0 X 2,5 cm de área, com espessura de 0,5 cm.

Procurando caracterizar a orientação cristalográfica em condições de fácies anfíbolito, determinou-se em algumas amostras os eixos alfa, beta e gama da estaurólita. O estudo de petrotrama deu-se, principalmente, nas rochas quartzíticas do Grupo Martinópolis (Fig. 1)

No estudo de eixo-c de quartzo, uma das feições mais correlacionadas com a análise de petrotrama é a granulometria dos grãos. Assim sendo, o eixo-c foi determinado separadamente para os grãos pórfiros (mãe) e recristalizados (filhos). Com isso, procurou-se ter alguma resposta com relação as transcorrências NE-SW, em facies anfíbolito alto, com os cavalgamentos para SE e NW, em condições P-T mais baixas, atestada pela não cristalização de minerais de alto grau nessa orientação. As feições microestruturais também apresentam uma íntima relação com a deformação atuante, com uma forte recristalização e diminuição do limite de grão nas porções mais deformadas.

Numa análise geral da TC, verifica-se que as medidas dos grãos pórfiros e recristalizados ao serem plotadas num mesmo diagrama (Fig. 2), mostram um padrão de trama relativamente caótico. Quando as medidas são plotadas separadamente, tanto os grãos pórfiros quanto os recristalizados, apresentam um padrão de simetria variando de monoclinico a ortorrômbico, com trama do tipo faixa máxima a cone máximo, respectivamente (tipo I e II, na classificação de LISTER & HOBBS 1980). Como a trama cristalográfica encontra-se intrinsecamente ligada as condições de temperatura e taxa de deformação, as variações do tipo de simetria estão ligadas a mudança de algum desses fatores.

A simetria da TC é determinada em relação ao plano da foliação XY. A assimetria tem se prestado a determinação da cinemática da deformação (LAW, 1990). O método mais prático consiste em ligar os pontos de máxima concentração por linhas retas, obtendo-se uma estrutura esquelética com assimetria interna e externa. O ângulo agudo formado entre o

esqueleto e o plano de foliação é quem define o sentido de movimento. O comportamento das tramas desenvolvidas, em sua maioria, fornece um padrão assimétrico, que reflete a atuação de uma deformação não-coaxial nessas rochas. Poucas amostras fornecem um padrão coaxial (T.17B, T.150).

Analisando os diagramas de TC (Fig. 2), verifica-se que as amostras T.166, T.144, T.154, T.15B e T.165 fornecem uma movimentação sinistral. Esse sentido é bastante compatível com os cavalgamentos no sentido NW. Uma movimentação dextral é bem evidente nas amostras T.485-B, T.148 e T.116, que também caracteriza os cavalgamentos para sudeste (Fig. 3). Essas orientações cinemáticas são compatíveis com as relações de superfícies S-C a nível de lâmina.

Quando se faz a comparação entre a TC de grãos pórfiros e recristalizados, tem-se nas amostras T.14C, T.15B e T.150 que os pórfiros mostram uma simetria monoclinica a ortorrômbica e os recristalizados uma simetria monoclinica. Observa-se uma nítida progressão das orientações NE, preservada nos pórfiros, para orientações NW, presente nos grãos recristalizados. Isso atesta uma mudança nos tensores deformacionais. Para algumas amostras (T.166, T.154, T.144), embora o esqueleto que define a simetria não mostre uma mudança significativa entre os grãos pórfiros e recristalizados, tem-se um ligeiro aumento da intensidade de trama para os grãos filhos.

Para o quartzo, muitos exemplos naturais e experimentais foram desenvolvidos procurando correlacionar os padrões de TC com as condições deformacionais. Numa análise dos sistemas de deslizamentos ativados, é sabido que uma concentração das medidas de eixo-c próxima a direção Z do elipsóide de deformação, caracteriza um deslizamento intracristalino no plano basal. Uma concentração em Y, sugere um deslizamento segundo o plano prismático <a>, e em X, um deslizamento prismático <c>. Quando há uma concentração intermediária, implica que o sistema ativado é o romboedro, ou seja, uma combinação de Y e Z. A determinação do sistema de deslizamento é importante porque, tem-se as condições de temperatura em que se deu a deformação. Os deslizamentos prismáticos são de alta temperatura, com <a> na faixa de 450° C (BURG et al. 1981) e <c> superior a 600° C. O deslizamento basal ocorre a baixa temperatura, na faixa de 350° C.

Numa análise dos padrões de TC desenvolvidos (fig. 2), verifica-se que a maioria das amostras apresentam uma concentração intermediária entre X e Z, relativamente contida no plano de foliação. Nas amostras T.15B e T.17B, tanto para medidas plotadas juntas, como separando em pórfiros e recristalizados, o padrão obtido mostra uma concentração em Z. Isso atesta que o sistema de deslizamento ativado foi o basal <a>. Para os máximos intermediários entre X e Z, sugere-se que o principal plano ativado foi o basal e o romboedro. LISTER & DORNSIEPEN (1982) mostram que casos assim, representam um balanceamento entre o deslizamento basal <a> com o deslizamento prismático <c>. A ativação do plano

prismático <a> está bem confirmado, com uma concentração máxima ao redor do eixo Y, nas amostras T.148, T.34 e T.103 (as duas últimas tanto no corte XZ como YZ) (fig. 4).

A disposição, em algumas poucas amostras, dos máximos em pequenas guirlandas rodeando a lineação de estiramento é sugestivo que houve um fluxo extensional, isto é, uma orientação mais forte segundo a lineação do que o plano de foliação.

Uma concentração do eixo cristalográfico-c em X, caracterizando um deslizamento prismático <c>, encontra-se moderadamente definido nas amostras T.485-B e T.144. A ativação desse plano prismático é bastante compatível com as condições metamórficas desenvolvidas no evento Dn, que atingiu o facies anfíbolito alto, na isógrada da silimanita.

Na determinação da orientação do eixo cristalográfico segundo os planos prismáticos "m" e romboédricos "r", tem-se que a maioria das amostras analisadas mostram uma maior concentração das medidas paralelizadas ao eixo de deformação Y (fig. 5). Essa disposição, além de caracterizar a figura do cristal de quartzo, com os máximos prismáticos perpendiculares ao eixo-c, evidencia bem o deslizamento segundo o prisma <a>. A feição de deslizamento a alta temperatura durante a fase Dn é bem observada na amostra T.186-B. Nessa, a disposição das medidas está com um padrão alinhado segundo a direção de estiramento X. Esse arranjo é sugestivo de um deslizamento prismático <c>.

A predominância de trabalhos de petrografia em quartzo tem sido comentada por KRUEHL (1991). Concordando com a proposta do autor supracitado em se estudar minerais que reflitam condições de deformação em facies anfíbolito, é que procurou-se analisar a estauroлита para se ter uma idéia quanto a orientação dos eixos cristalográficos.

Com este propósito foram analisadas duas lâminas, a T.14-C e a T.150. Em ambas, fica fortemente caracterizado o paralelismo entre o eixo gama da estauroлита e o eixo X do elipsóide de deformação (fig. 6). A constância dessa orientação reflete a coaxialidade da deformação em condições de alta temperatura. Com a progressão da deformação (Sn+1), essa orientação não é afetada, seja pela própria coaxialidade da deformação, seja pela ausência de condições de pressão e temperatura e "strain" suficientes que pudessem ocasionar alguma mudança.

## CONSIDERAÇÕES GERAIS

A atuação de uma deformação de alta temperatura durante o evento Dn, está bem caracterizado, tanto pelo deslizamento prismático em <a> e <c>, como pelo padrão do eixo gama da estauroлита paralelizado a direção X do elipóide de deformação.

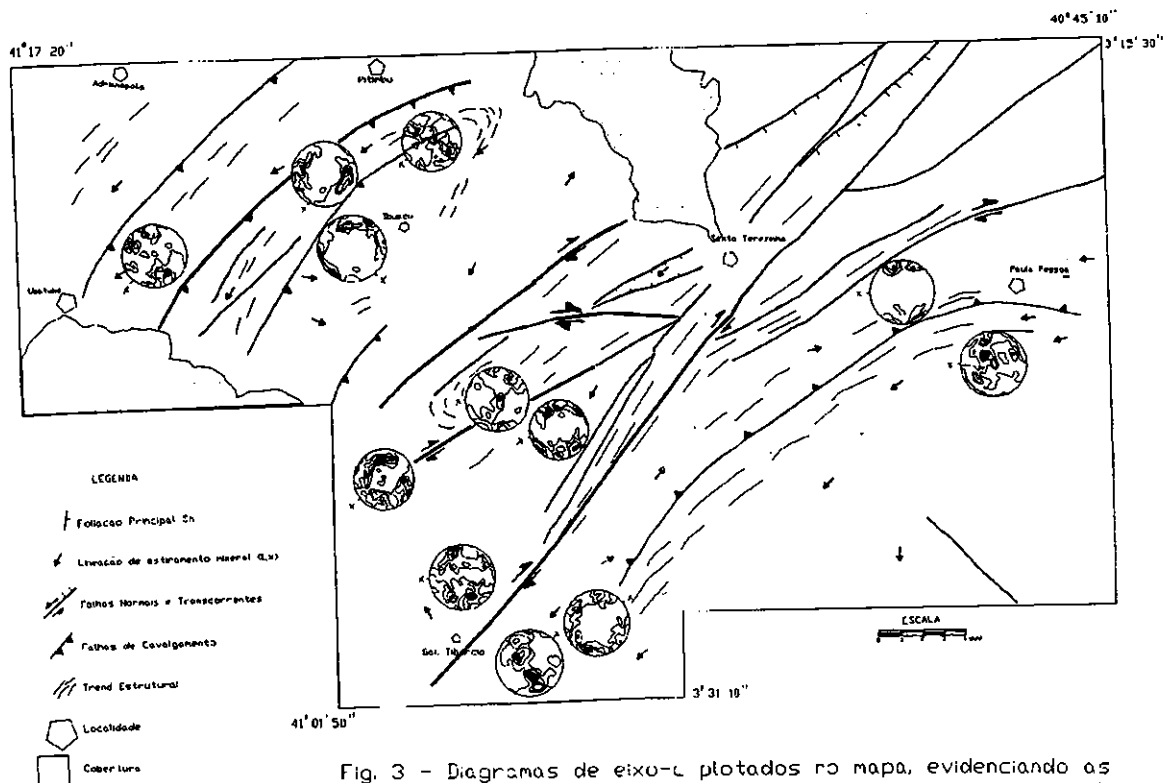
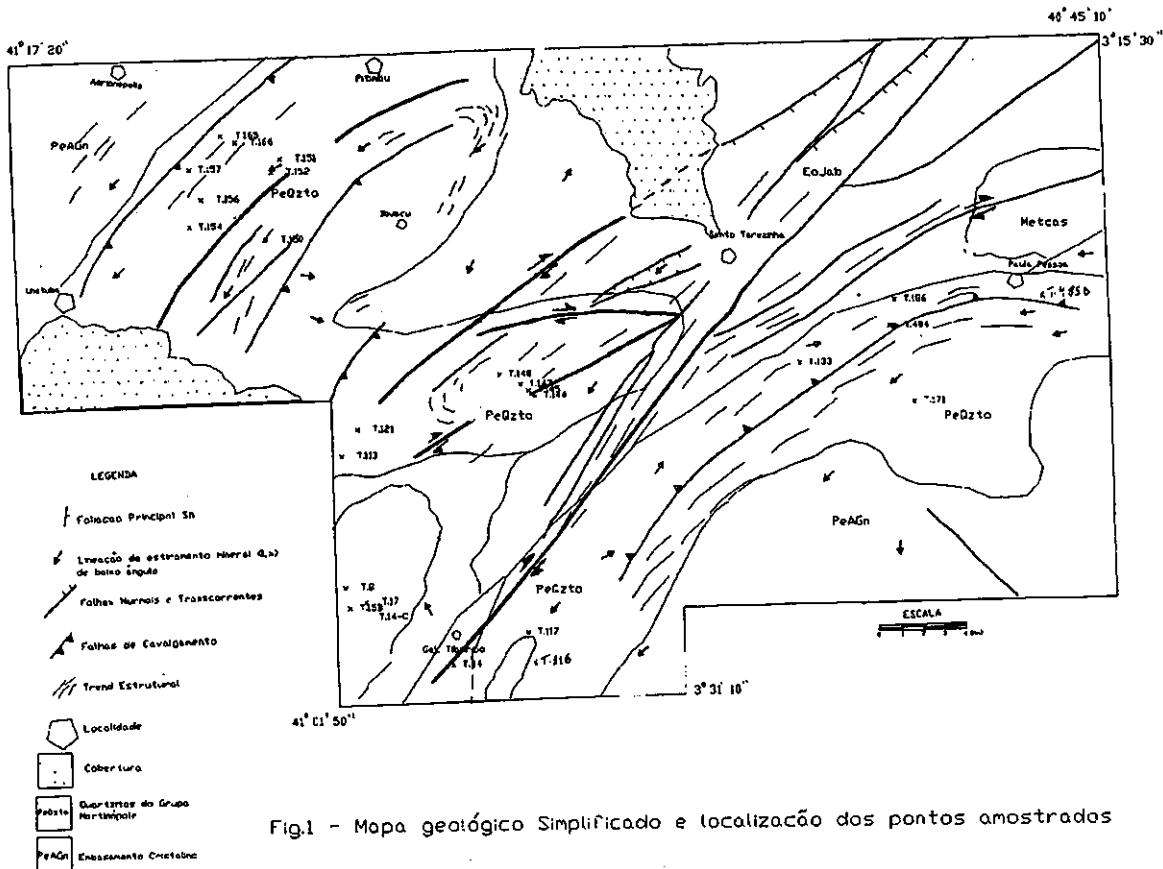
De certa forma, é possível deduzir que o processo de recristalização de baixa temperatura, onde o sistema basal <a> do quartzo foi ativado, afetou as tramas pretéritas desenvolvidas durante o evento transcorrente Dn. Em vista disso, até mesmo os grãos pórfiros, na maioria das amostras, mudaram sua estruturação em função da recristalização desenvolvida no evento Dn+1.

O padrão cristalográfico obtido com a análise de estauroлита marca bem a condição em facies anfíbolito que foram desenvolvidas as transcorrências NE-SW da área durante a fase Dn. Para o quartzo, a petrografia mostra padrões onde as transcorrências mostram deslizamentos prismáticos <c> evoluindo para deslizamento prismático <a> e por último um deslizamento basal <a>, atestando as condições de baixa temperatura da deformação.

A movimentação principal dos blocos ocorreram na direção NE, onde as transcorrências NE-SW, relacionadas a Dn, evoluem para cavalgamentos, numa rampa lateral, num modelo transpressivo, com a fuga de material em Y para NW e SE, desenvolvendo estruturas em flor positiva durante o evento Dn+1 (fig. 7).

## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M.- 1967 - Bol. Div. Geologia Mineral. RJ (241)
- AFFATON, P.; RAHAMAN, M.A.; TROMPETTE, R.; SOUGY, R. - 1991 - The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives. Ed. R.D. Dallmeyer & J.P. Lècorché. Springer-Verlag.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P.; RIBEIRO, A. - 1981 - Tectonophysics 78 - 161-177 pp.
- HACKSPACHER, P.C.; SANTOS, T.J.S.; LAFON, J.M. - 1991 - XIV Simp. geol. do NE. Recife, pp. 268-71
- KRUEHL, J.H.- 1991- Zbl. Geol. Palaont Teil I (1), 123-37.
- LAW, R.D. - 1990 - Geol. Soc. Spec. Publication 54, 335-52
- LISTER, G.S.; DORNSIEPEN, U.F.-1982- J. Struc. Geol. 4, 81-92
- LISTER, G.S.; HOBBS, B.E. - 1980 - J. Struc. Geol. 2, 350-70
- LISTER, G.S.; PATERSON, M.S.- 1979- J Struc. Geol. 1, 283-97
- SANTOS, T.J.S. - 1993- Dissertação de Mestrado - IGCE/UNESP 160pp
- SANTOS, T.J.S. & HACKSPACHER, P.C. - 1992 - An. do XXXVII Con. Bras. de Geol. São Paulo



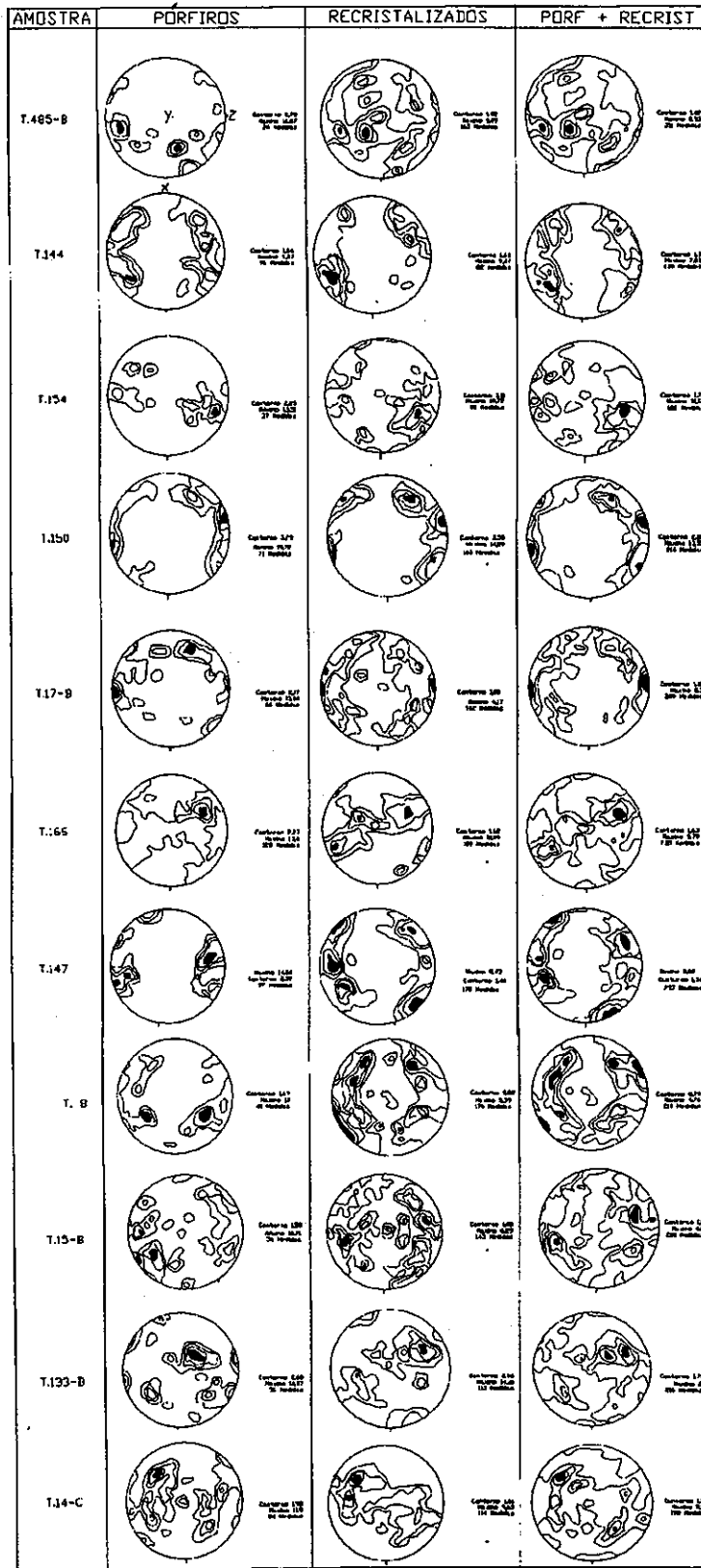


Fig. 2 - Traça cristalográfica do eixo-c de quartzo separando as medidas de grãos pórfiros e recrystalizados.

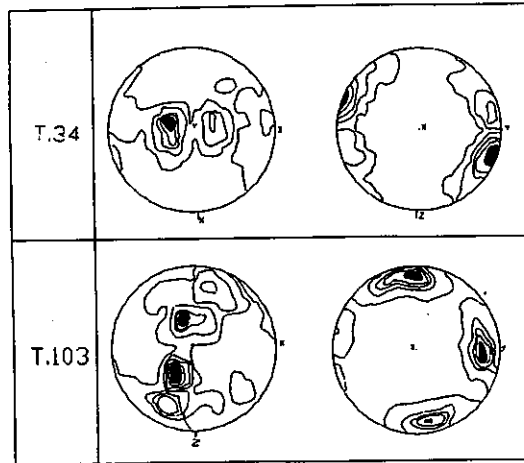


Fig. 4. Diagrama de eixo-c para as amostras T.34 e T.103. Ambas mostram uma concentração em Y, evidenciano um deslizamento prismático <a>.

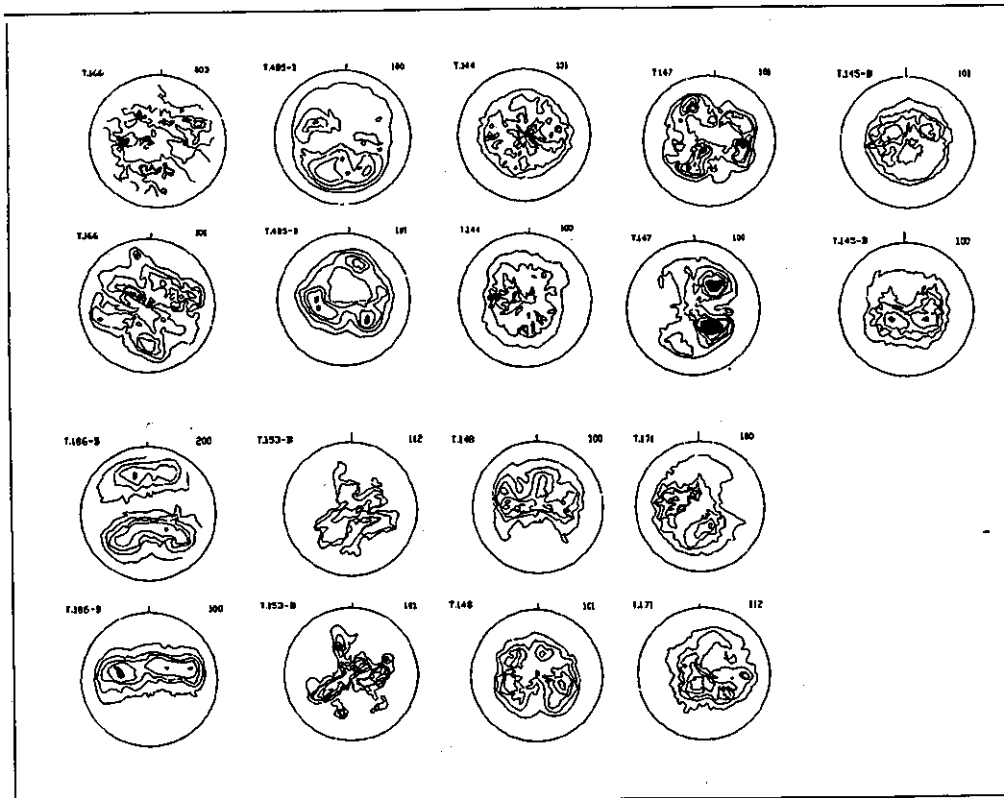


Fig.5 - Orientação cristalográfica segundo os planos "m" e "n" obtidos no goniômetro de textura de raios-x. Contornos de 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; >3,0



Fig. 6 - Diagrama com os eixos cristalográficos alfa e gama da estauroлита mostrando o forte paralelismo do seu eixo-c com a lineação de estiramento Lx.



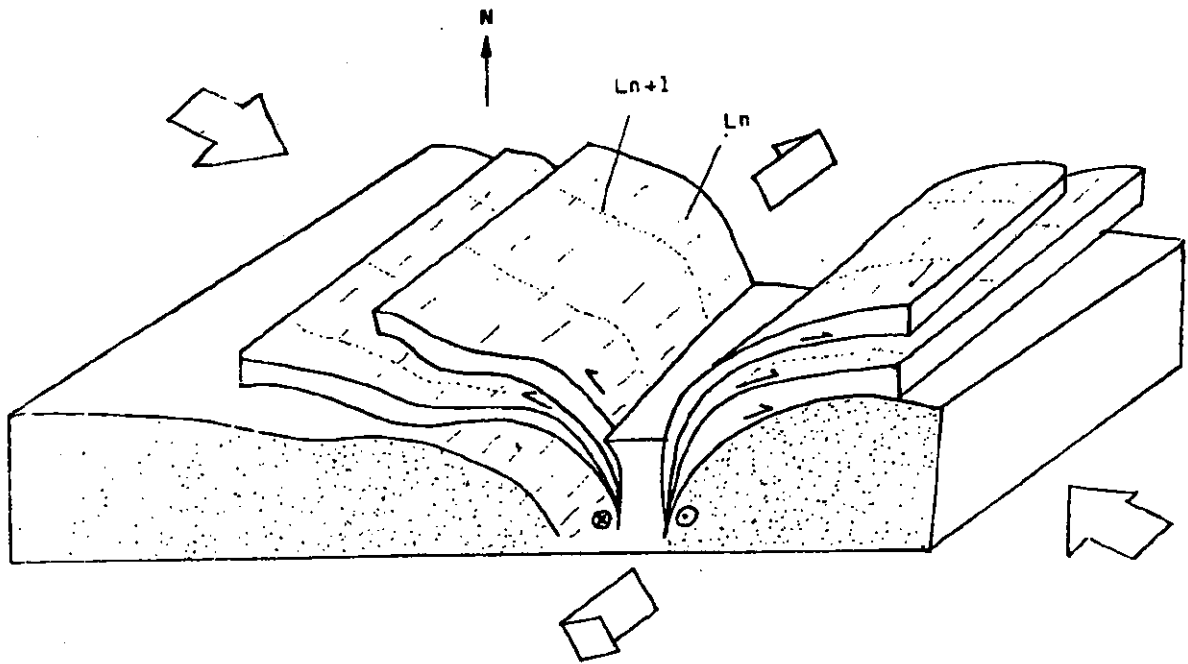


Fig 7 - Estruturação tectônica para a área, com desenvolvimento de estrutura em flor positiva. A lineação de estiramento  $L_n$  é NE, estando em alto ângulo com  $L_{n+1}$  (dada por quartzo recristalizado).

# TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS E MICROESTRUTURAIS DO GRANITO MAMONA (COMPLEXO METAMÓRFICO BONFIM), NA ZONA DE CISALHAMENTO DO CONTATO COM O SUPERGRUPO MINAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.

JORDT-EVANGELISTA, H. - (DEGEO/EM/UFOP)  
 ALKMM, F.F. - (DEGEO/EM/UFOP),  
 MARSHAK, S. - (UNIV. ILLINOIS, EUA)

## 1. INTRODUÇÃO

O Granito Mamona (Carneiro 1992) faz parte do Complexo Metamórfico Bonfim, situado na porção ocidental do Quadrilátero Ferrífero. Excelentes afloramentos ocorrem na Serra da Moeda, ao longo de um corte no km 6 da rodovia que liga a BR-040 à cidade de Moeda. O corpo faz contato tectônico com os quartzitos da Formação Moeda do Supergrupo Minas através de uma zona de cisalhamento dúctil a dúctil-ruptil de caráter extensional (Endo & Nalini 1992, Hippert *et al.* 1992). Ele foi datado em 2721 ± 3 Ma por Machado *et al.* (1992).

A zona de contato, exposta em um corte de aproximadamente 150m, é composta por uma série de zonas de cisalhamento discretas, com espessura variando de poucos milímetros até alguns metros, separando domínios sem nenhuma ou só com incipientes evidências macroscópicas de deformação. A intensidade da deformação é muito variável. Há desde protomilonitos e milonitos, com ocasionais estruturas S-C, até filonitos ricos em sericita ou clorita.

O objetivo do presente trabalho é caracterizar a petrografia e as microestruturas do Granito Mamona e dos produtos da sua transformação sin-cinemática, bem como os possíveis mecanismos de deformação em escala de grão. Ênfase é dada às feições do quartzo, cuja textura granoblástica poligonal não é a que usualmente se encontra em zonas de cisalhamento.

## 2. PETROGRAFIA

### Granito:

A rocha típica do complexo é um granito de granulação grossa, cujos feldspatos chegam a cerca de 3 centímetros de tamanho. As análises modais da tabela 1 mostram teores praticamente iguais de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato, o que caracteriza a rocha como um grânito s.s. Localmente ocorrem diques aplíticos de fina granulação, compostos basicamente por microclina e quartzo, além de escassos plagioclásio e biotita.

As porções menos deformadas ainda preservam texturas hipidiomorfias, típicas de cristalização

magmática, com plagioclásios com faces bem formadas em relação à microclina e ao quartzo (fig. 1a). A microclina é pertítica a mesopertítica e possui, além da típica macla em grade, também macla de Carlsbad. O plagioclásio tem maclas da albita e está variavelmente sericitizado ou saussuritizado. Os feldspatos apresentam fraturas preenchidas por quartzo (fig. 1b) e/ou carbonato. O quartzo é inequigranular: porfiroclastos relícticos portam extinção ondulante e subgrãos e estão emoldurados por cristais granoblásticos poligonais finos (fig. 1d), constituindo uma estrutura do tipo núcleo-manto (*core-mantle structure*, White 1976). A biotita ocorre em agregados finos e encontra-se alterada em epidoto, titanita e clorita. Minerais acessórios são apatita, zircão, alanita, fluorita e opacos com auréola de titanita.

### Milonito:

A granulação neste tipo de rocha, que representa um estágio intermediário na intensidade da deformação, é bem mais fina do que a do granito original. O quartzo continua a apresentar a estrutura núcleo-manto, mas o tamanho e a quantidade de porfiroclastos é bem menor. Os feldspatos são muito mais escassos (tabela 1), pois foram variavelmente sericitizados. Os porfiroclastos remanescentes constituem *augen* fortemente segmentados, com maclas tortas, evanescentes e alguns *kink bands*. A biotita é muito fina, escassa e pode estar convertida parcialmente em mica branca ou clorita. Minerais acessórios são apatita, muito segmentada, zircão e alanita, ambos bem isotropizados. Minerais neoformados são quartzo granoblástico poligonal fino, mica branca, clorita, clinozoisita, carbonato e titanita.

### Filonito:

Filonitos são milonitos ou ultramilonitos hidratados, ricos em mica, com a aparência sedosa dos filitos (Sibson, 1977). Nas amostras estudadas há dois tipos de filonitos, um rico em sericita, que corresponde à definição acima, e o outro rico em clorita.

TABELA 1: Composição modal média do Granito Mamona e dos produtos da sua transformação sin-deformacional (em % vol.).

	Granito	Milonito	Filonito sericítico	Filonito clorítico
Quartzo	33,5	51,0	53,0	15,0
Microclina	29,0	15,0	6,0	0,0
Plagioclásio	25,0	2,0	0,0	+
Biotita	6,5	0,5	+	3,0
Mica branca	6,0	31,5	41,0	7,0
Outros	+	+	+	75,0*

+Menor que 0,5% \*Clorita 67; opacos 4; titanita 2; epidoto 2

Os filonitos s.s. (fig. 1c) compõem-se de quartzo fino, granoblástico poligonal ou algo alongado, e mica branca lepidoblástica. Raros porfiroclastos de quartzo e de álcali-feldspato são de pequeno porte. A biotita, muito rara, é fina como a mica branca. O principal acessório é o zircão, muito metamítico.

Localmente a deformação do granito produziu zonas de filonitos enriquecidos em Fe-Mg-clorita (até cerca de 70%, tab. 1). A clorita tem cor de polarização anômala azul arroxeadada. Associa-se a porfiroclastos arredondados e muito deformados de quartzo, cuja cor, na amostra de mão, é leitosa azulada. Minerais quantitativamente subordinados são sericita, biotita, restos de feldspatos, titanita, epidoto e opacos com auréolas de leucoxênio. Um outro tipo de filonito clorítico encontra-se no contato com o quartzito Moeda e caracteriza-se por ter cloritas muito magnesianas.

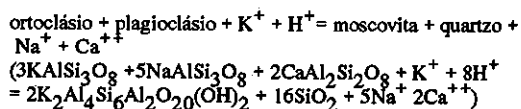
As composições químicas destes litotipos e o estudo das variações metassomáticas resultantes do processo de transformação sin-cinemática do Granito Mamona encontram-se em Jordt-Evangelista *et al.* (1993).

### 3. MODIFICAÇÕES MINERALÓGICAS

Do granito ao filonito verificam-se as seguintes modificações mineralógicas principais:

- Os feldspatos praticamente desaparecem.
- Mica branca e quartzo tomam o lugar dos feldspatos.
- O quartzo original sofre recristalização dinâmica; há também uma neocristalização a partir da alteração dos feldspatos.
- Biotita, opacos e outros acessórios também tendem a desaparecer; localmente há cloritização da biotita.

Em termos de volume, as reações que levaram ao desaparecimento dos feldspatos foram as mais significativas. Uma fase fluida aquosa é imprescindível para viabilizar tais transformações, que podem ser resumidas na possível reação de sericitização abaixo (Williams & Dixon 1982):



A deformação ocorreu em condições de temperaturas baixas, da fácies xisto-verde, conforme indica a paragênese mineral neoformada (sericita + quartzo + clorita). Além disso, o tipo de recristalização dinâmica do quartzo, por rotação de subgrãos, tipicamente ocorre, segundo Fitz Gerald & Stünitz (1993), na fácies xisto verde. Temperaturas < 500°C também são indicadas por zonas de cisalhamento discretas e pouco penetrativas (Gapais, 1989).

### 4. MICROESTRUTURAS

#### Feldspatos:

Nas rochas menos deformadas os feldspatos apresentam evidências de deformação rúptil e deslocamento dos segmentos. As abundantes fraturas extensionais foram preenchidas por quartzo granoblástico poligonal (fig. 1b). Nas zonas mais cisalhadas e na presença de fluidos houve reações de abrandamento, com geração da paragênese sericita + quartzo. Em raras amostras, há também evidências de alguma deformação intracristalina dúctil por fluência de discordâncias (*dislocation creep*), gerando maclas tortas e evanescentes, *kink bands* e alguma recristalização dinâmica em finos cristais. Verifica-se que a sericitização acontece com muito mais facilidade no plagioclásio. Em certas amostras, plagioclásio intensamente sericitizado coexiste com microclina sem nenhuma alteração, ou na qual somente a albita da pertita apresenta esta transformação. Conseqüentemente, o plagioclásio desaparece nos milonitos muito antes do álcali-feldspato e, nos filonitos, só este último ainda fica preservado.

#### Quartzo:

Há, nitidamente, duas gerações de quartzo. A mais antiga constitui porfiroclastos arredondados ou lenticulares, com fortes evidências de deformação interna tais como extinção ondulante e subgrãos. A mais nova é granoblástica fina e geralmente poligonal. Esta formou-se de três modos diferentes: a partir da recristalização dinâmica dos cristais originais; através da dissolução por pressão e precipitação em zonas de menor pressão, como nas fraturas dos feldspatos; a partir de reações de sericitização dos feldspatos. Nos milonitos, a distinção entre estes três tipos é fácil: o primeiro (fig.

1d) constitui mantos em torno de porfiroclastos (estrutura núcleo-manto) e tem granulação mais grossa ( $\cdot 0,3$  mm); o segundo constitui microveios; e o terceiro é mais fino ( $\cdot 0,05$  mm) e se associa à sericita. Nos filonitos, porém, a distinção não é mais possível, pois a granulação torna-se homogênea, em torno de 0,1 mm (fig. 1c).

Agregados granoblásticos poligonais caracterizam-se por arranjos de cristais que, em lâmina delgada, constituem grãos poligonais, em geral de 5 ou 6 faces. Tipicamente, três grãos formam junções triplíceis com ângulos de  $120^\circ$ . Este tipo de arranjo é considerado como sendo típico da recristalização estática ou têmpera (*annealing*) pós-tectônica (Spry 1969, p.263, Suppe 1985, p.393, Schedl & Pluijm 1988) ou de fluxo por difusão de alta temperatura (Dennis 1987, p.100). A geração sintectônica da textura granoblástica poligonal, isto é, em decorrência do cisalhamento, raramente é discutida na literatura. No entanto, Twiss & Moores (1992, p.408) lembram que este tipo de arranjo textural não se restringe à têmpera pós-deformacional, mas que pode formar-se também por recristalização dinâmica, através da rotação de subgrãos e como o resultado de mecanismos de deformação por difusão.

A recristalização dinâmica por rotação de subgrãos (Poirier & Nicolas 1975) é o resultado de uma desorientação progressiva da rede cristalina de um subgrão em relação à rede das regiões circunvizinhas, à medida que a fluência de discordâncias (*dislocation creep*) causa o seu acúmulo nas paredes que limitam o subgrão. Nas rochas estudadas, há fortes evidências deste tipo de mecanismo, tais como as abundantes estruturas núcleo-manto e a presença de subgrãos de tamanho compatível com os novos grãos (fig. 1d). No entanto, algumas feições são difíceis de explicar somente por rotação progressiva de subgrãos, tais como as diferenças no hábito entre os novos grãos e os subgrãos (os novos grãos são comumente poligonais e os subgrãos são granulares, mas não poligonais) e o fato dos novos grãos não apresentarem nenhuma evidência de deformação subsequente à sua formação (num processo de recristalização dinâmica a progressão do cisalhamento acarreta a deformação dos novos grãos gerados em primeiro lugar).

É certo que os fluidos aquosos tiveram um papel muito importante na deformação do granito causando, por exemplo, as reações de sericitização nos feldspatos. O efeito deste fluido sobre o quartzo foi acarretar o seu abrandamento hidrolítico. White *et al.* (1980) ressaltam que o efeito da incorporação de água de cristalização sobre o abrandamento é dramático. Portanto, as feições texturais geradas neste ambiente de alta atividade de  $H_2O$  não são equiparáveis àquelas geradas num ambiente anidro nas mesmas condições de temperaturas baixas. No ambiente anidro, a recristalização dinâmica dá-se freqüentemente por nucleação e crescimento de novos grãos em regiões muito deformadas do cristal (por exemplo nas fronteiras dos cristais ou nas paredes de discordâncias) e não por rotação de subgrãos. No

ambiente anidro os novos grãos são bem menores do que os subgrãos, costumam ter um hábito alongado, contatos serrilhados e portam intensa extinção ondulante e estruturas do tipo subgrão-em-subgrão.

Do exposto deduz-se que, para o quartzo, a presença de uma fase fluida rica em  $H_2O$ , que causa o seu abrandamento hidrolítico, parece facilitar: 1. a recristalização dinâmica por rotação de subgrãos em detrimento da nucleação e crescimento; 2. a dissolução por pressão e reprecipitação em zonas de menor pressão; 3. a recuperação da estrutura cristalina dos novos grãos no decorrer da deformação subsequente; 4. o rearranjo dos contatos entre os grãos através da migração de fronteiras, gerando a textura granoblástica poligonal, que é a configuração de menor energia livre de superfície e que mais se aproxima de um equilíbrio termodinâmico.

No caso dos filonitos, em que a granulação é muito fina e parece já ter-se estabilizado, é possível que a deformação tenha ocorrido por deslizamento de fronteiras de grãos (*grain boundary sliding*), conforme interpretado por Hippert *et al.* (1992) com base no padrão de distribuição dos eixos *c* do quartzo. Este mecanismo requer o deslizamento de grãos relativos uns aos outros, através de uma transferência de massa por difusão ou por plasticidade cristalina (Stünitz & Fitz Gerald 1993).

## 5. CONCLUSÕES

O Granito Mamona é um corpo ígneo que está em contato tectônico, ao longo de uma zona de movimentação normal, com os quartzitos da Formação Moeda (Supergrupo Minas). Ele foi recortado por zonas de cisalhamento onde deu-se a geração de milonitos e até filonitos. A deformação cisalhante foi acompanhada da infiltração de fluidos ricos em  $H_2O$  em condições de baixas temperaturas da fácies xisto-verde. Inicialmente a deformação foi rúptil e houve a geração de microveios de quartzo preenchendo as fraturas extensionais. Com o aumento da deformação, os feldspatos sofreram sericitização, o que levou ao desaparecimento do plagioclásio. Nos filonitos sobreviveram só raros porfiroclastos de álcali-feldspato. O quartzo aparece em duas gerações. A mais antiga constitui porfiroclastos remanescentes do granito original. A geração mais jovem ocorre em agregados granoblásticos poligonais, cujos cristais não têm nenhuma evidência de deformação interna. Estes agregados formaram-se através das reações de sericitização dos feldspatos, através da recristalização dinâmica dos cristais de quartzo originais por rotação de subgrãos ou através da sua precipitação em zonas de menor pressão. Apesar de agregados poligonais geralmente se formarem na têmpera pós-tectônica, há evidências de que estes sejam sin-tectônicos. Na formação das microestruturas do quartzo o papel dos fluidos aquosos parece ter sido fundamental, facilitando a rotação de subgrãos possibilitando a dissolução por pressão e a precipitação do quartzo nas fraturas; facilitando o rearranjo das fronteiras entre os novos grãos bem como a recuperação da estrutura cristalina destes novos grãos.

## 6. AGRADECIMENTOS:

Ao Conselho de Pesquisa (CPq) do DEGEO/UFOP pelo suporte financeiro a trabalhos de campo; ao CNPq pela bolsa de pesquisa (H.J.E.); ao NSF (EUA) pelo apoio a S.M.

## 7. 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. IG/USP. Tese de Doutorado, 233 p.
- Dennis, J.G. -1987- Structural Geology: An Introduction. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, Iowa, 448 p.
- Endo, I., Nalini Jr., H.A. -1992- Geometria e cinemática das estruturas extensionais e compressionais na Borda Oeste do Sinclinal da Moeda, QF. REM: R.Esc.Minas, Ouro Preto, 45 (1 e 2): 15-17.
- Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H. -1993- Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. Tectonophysics 221: 269-297.
- Gapais, D. -1989- Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. Geology 17: 1144-1147.
- Hippert, J.F.M., Borba, R.P., Nalini Jr., H.A. -1992- O contato Formação Moeda - Complexo Bonfim: uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. REM: R.Esc.Minas, Ouro Preto, 45(1 e 2): 32-34.
- Jordt-Evangelista, H.J., Carneiro, M.A., Lindenberg, S.F. -1993- Variações químicas do Granito Mamona (Complexo Metamórfico Bonfim) na zona de cisalhamento do contato com o Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. VII Simp.Geol.Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte, Anais, no prelo.
- Machado, N., Noce, C.M., Ladeira, E.A., Belo de Oliveira, O. -1992- U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geol. Soc. Am. Bull. 104: 1221-1227.
- Poirier, J.P., Nicolas, A. -1975- Deformation induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. J. Geol. 83: 707-720.
- Schedl, A., Pluijm, B.A. van der -1988- A review of deformation microstructures. J. Geol. Education 36: 111-121.
- Sibson, R.H. -1977- Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London 133: 191-213.
- Spry, A. -1969- Metamorphic Textures. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Stünitz, H., Fitz Gerald, J.D. -1993- Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. Tectonophysics 221: 299-324.
- Suppe, J. -1985- Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 537p.
- Twiss, R.J., Moores, E.M. -1992- Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York, 532 p.
- White, S.H. -1976- The effect of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. Phil. Trans. R. Soc. London, A283: 69-86.
- White, S.H. -1977- Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. Tectonophysics 39:43-170.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Humphreys, F.J. -1980- On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol. 2: 175-187.
- Williams, G., Dixon, J. -1982- Reactions and geometrical softening in granitoid mylonites. Text. Microstr. 4: 223-239.

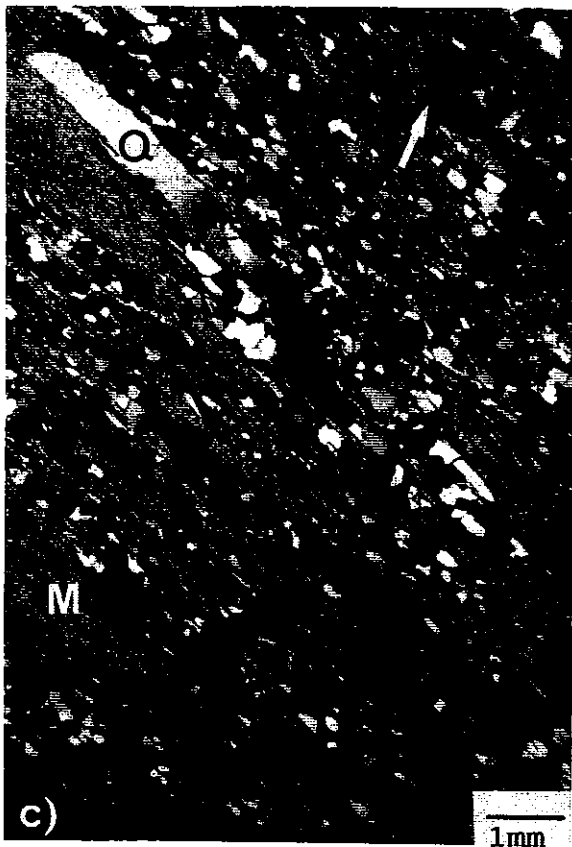
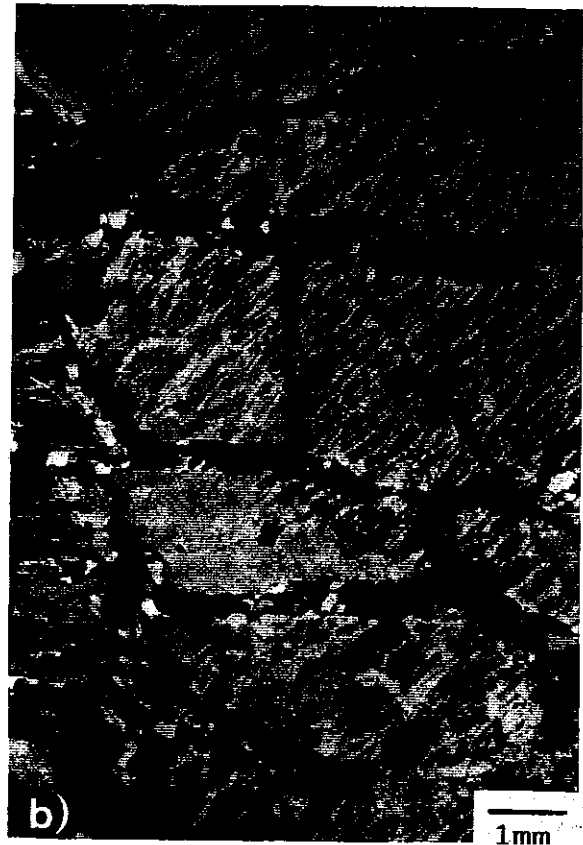
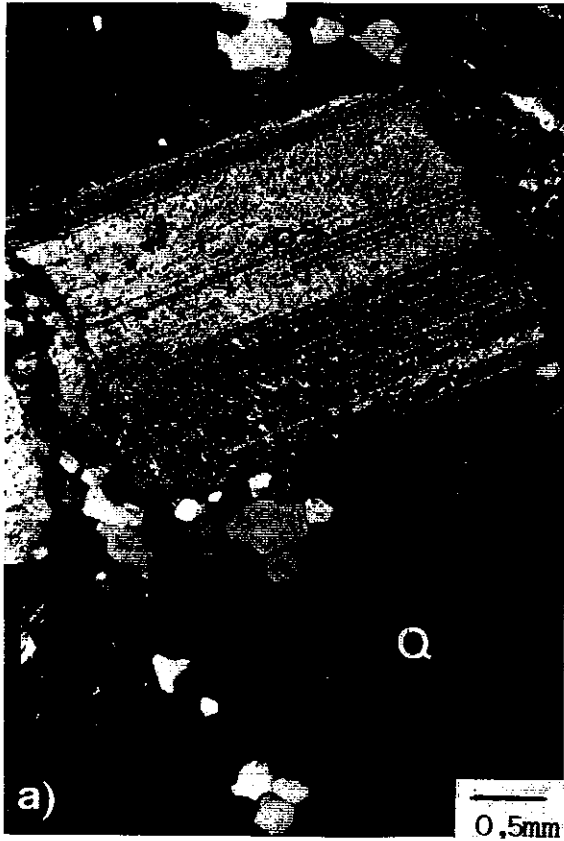


Fig. 1 - Granito Mamona com deformação progressiva (microfotografias sob luz polarizada): a) Granito: plagioclásio euédrico com hábito magmático (P), quartzo (Q); b) Granito: microclina perítica, veios de quartzo preenchendo fraturas; c) Filonito: mica branca (M), quartzo (Q), microclina (seta); d) estrutura núcleo-manto no quartzo: sub-grãos do núcleo são de tamanho compatível com novos grãos do manto.

## EFEITO DO BANCO VULCÂNICO DOS ABROLHOS SOBRE O FLUXO DE SAL NA PLATAFORMA CONTINENTAL: UMA ABORDAGEM EXPERIMENTAL

**MARTA CARDOSO DE MELO GUERRA  
PETER SZATMARI**

PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SETEC CID. UNIV. - ILHA DO FUNDÃO - QUADRA 7 - 21949-900 R. J. - RJ

A geometria das estruturas evaporíticas e os mecanismos de fluxo de sal que as criaram têm sido objeto de estudo em diversas bacias produtoras de petróleo, tais como as da margem continental leste brasileira, Mar do Norte e Golfo do México. A importância do estudo da halocinese nessas áreas decorre do fato de que a presença de petróleo nas bacias sedimentares marginais encontra-se fortemente relacionada à movimentação do sal, que atua tanto como selante, quanto na formação de estruturas favoráveis à migração e acumulação.

Entre as bacias da margem continental leste do Brasil, a Bacia do Espírito Santo desperta especial interesse, uma vez que o fluxo de sal em sentido ao oceano, contínuo desde o Albiano, foi invertido pelo intenso vulcanismo que afetou a área durante o Eoterciário. Tal vulcanismo, cuja atividade principal se deu no Mesoeoceno, estabeleceu condições para o desenvolvimento de uma extensa plataforma carbonática, constituindo o Banco dos Abrolhos.

Realizou-se um experimento de modelagem física no Laboratório de Geotectônica do CENPES, em julho de 1993, visando estudar o efeito provocado pelo Banco dos Abrolhos sobre a movimentação do sal na Bacia do Espírito Santo, enfocando a área sul dos Abrolhos.

A tectônica experimental é uma ferramenta importante que consiste na simulação física de processos tectônicos, possibilitando analisar a evolução do mecanismo formador e a geometria das estruturas resultantes. Através da comparação dos resultados experimentais com as estruturas observadas na natureza, pode-se inferir o processo geológico responsável pela formação daquelas estruturas. Para que uma modelagem física seja considerada representativa, precisam ser estabelecidas as escalas adequadas de tempo e espaço, assim como os materiais equivalentes, baseando-se em análises dimensionais.

O material equivalente adotado para simular o sal foi silicone, e para simular a cobertura sedimentar, areia seca. As rochas vulcânicas e carbonáticas dos Abrolhos foram simuladas, por uma mistura de areia com pó de barita, a fim de modelar a maior densidade dessas rochas.

O modelo foi montado em uma caixa de acrílico, formada por três compartimentos (I, II e III; figura 1), acoplados de modo a poderem ser inclinados em ângulos diferentes.

Sobre os compartimentos I e II, inicialmente em posição horizontal, depositou-se uma camada de silicone com 0,5 centímetros de espessura, limitada por uma barreira vertical de madeira, posicionada na fronteira entre os compartimentos II e III.

Tal situação simula o segmento relativo à Placa Sulamericana, durante a Fase do Golfo, quando se formou a bacia evaporítica, sendo a região de crosta continental representada pelos compartimentos I e II e os evaporitos representados pelo silicone. O compartimento III irá simular a região de crosta oceânica, logo que o experimento for iniciado, com a retirada da barreira vertical, significando a separação final das placas Sulamericana e Africana.

Imediatamente antes da retirada da barreira, sedimentou-se uma fina camada de areia branca, com cerca de 1,5 milímetros de espessura, representando as primeiras camadas sedimentares sobre o sal. A base do compartimento I foi inclinada de  $5,5^\circ$  ( $\alpha$ ) e a do compartimento II de  $3^\circ$  ( $\beta$ ), aproximadamente as declividades observadas no mapa da base do sal, na área em questão. A base do compartimento III foi mantida em posição horizontal.

O sal tende a fluir declive abaixo e migrar por sobre a base do compartimento III, induzindo deformações na cobertura sedimentar. As primeiras estruturas observadas na superfície livre da areia são falhas extensionais, na região mais elevada do compartimento I, e um domínio compressional, nas regiões entre os compartimentos I e II, sugerido por uma certa ondulação na superfície. Camadas sucessivas de areia, em cores contrastantes, foram sedimentadas no decorrer do experimento, preenchendo preferencialmente as depressões ocasionadas pela deformação e simulando uma progradação, com as espessuras diminuindo em direção à bacia oceânica (compartimento III). As inclinações das bases dos compartimentos I e II foram exageradas para  $11^\circ$  e  $6,5^\circ$ , respectivamente, de forma a aumentar o efeito gravitacional, aumentando a velocidade do fluxo. O padrão estrutural anterior é mantido, acentuando-se a zona extensional (figura 1); verifica-se que ocorre compressão na região central do compartimento II. Num tempo equivalente ao Eoterciário, instalou-se na parte sul do "Banco dos Abrolhos", atingindo altura igual ao nível mais elevado da areia no compartimento I. A sedimentação subsequente buscou a horizontalização, com aumento das espessuras em direção ao compartimento III.

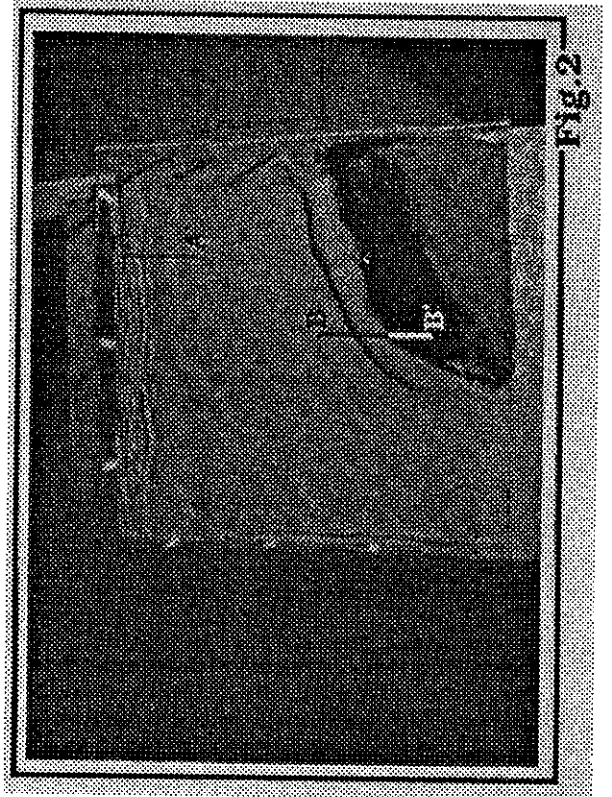
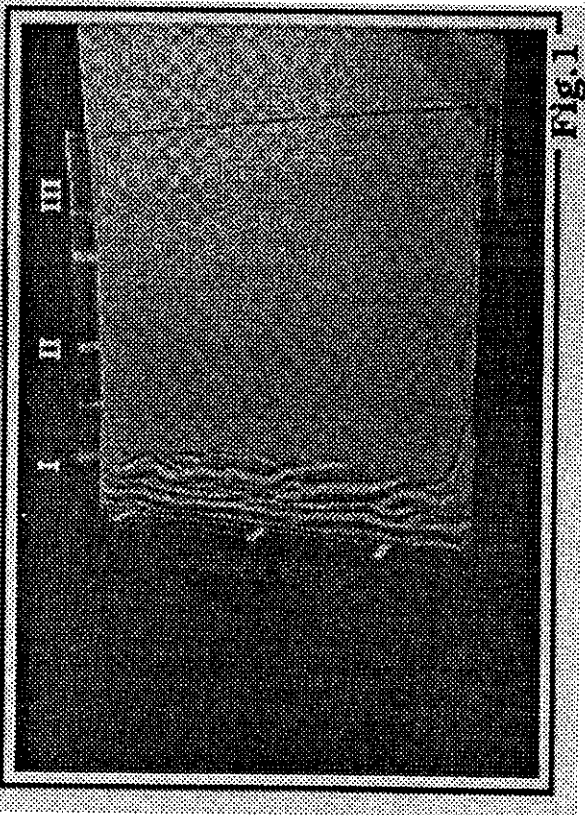
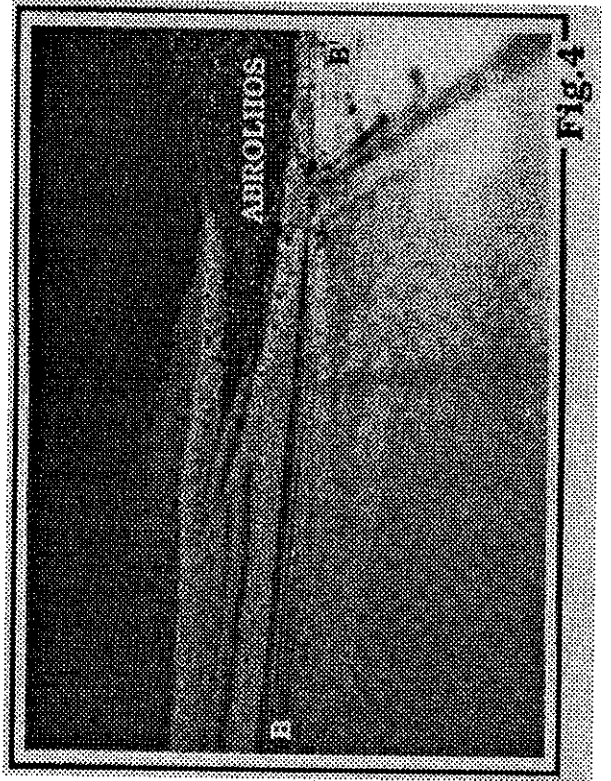
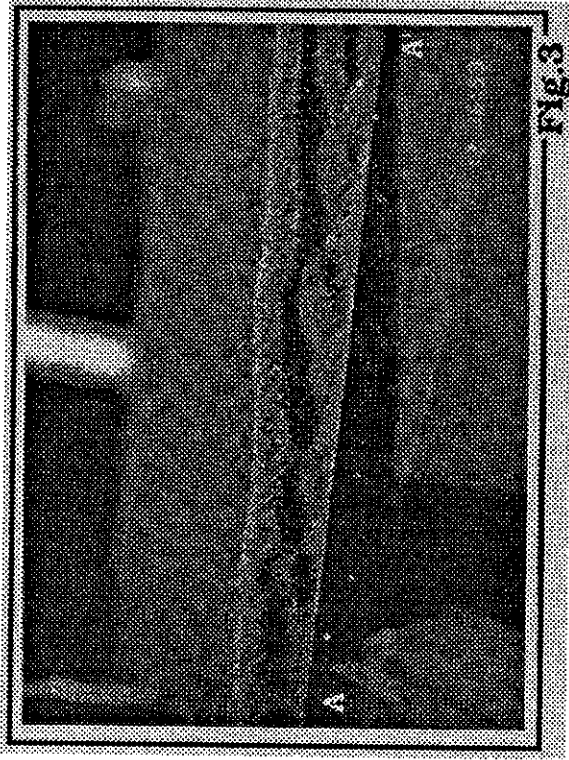
Observa-se a intensificação da compressão no compartimento II, bem como a formação de uma falha reversa margeando os "Abrolhos" (figura 2). Durante a modelagem também foi possível observar a formação de uma zona de transferência causada pelo desvio na direção do fluxo de sal para as regiões onde a barreira constituída pelos Abrolhos estava ausente.

Ao final do experimento, foram efetuados cortes verticais no modelo, a fim de analisar sua estruturação em três dimensões. Essas seções verticais mostram, no domínio do compartimento I, uma zona extensional bem definida (figura 3), constituída por grandes falhas listricas predominantemente sintéticas, em geral exibindo pequenos anticlinais de silicone na sua retaguarda, acompanhadas por *rollovers* bem desenvolvidos na cobertura sedimentar. As estruturas de silicone aumentam em amplitude e comprimento de onda declive abaixo, chegando a formar grandes almofadas. Segue-se, em direção ao compartimento III, uma região sem estruturação, exceto pela ocorrência de um ou outro arqueamento suave na

cobertura sedimentar, acompanhado pela ascensão de silicone. Nas proximidades do "Banco dos Abrolhos" (figura 4), constata-se um forte falhamento reverso na cobertura, com vergência para o continente, associado a uma estrutura de silicone bastante assimétrica, que acompanha o plano da falha, indicando que o silicone fluiu mergulho acima. Verifica-se que, sob os Abrolhos, a camada de silicone sofre um afinamento considerável. O posicionamento das seções verticais das figuras 3 e 4 está marcado na figura 2. Em algumas seções, a oeste da falha reversa, nota-se uma ascensão mais pronunciada do silicone, provavelmente um início de diapirismo.

Tendo em vista a grande semelhança entre os resultados experimentais e o padrão estrutural interpretado com base em seções sísmicas, pode-se concluir que o modelo testado é aplicável à área em questão, subsidiando a hipótese de que a instalação da plataforma vulcanocarbonática dos Abrolhos, durante o Eoterciário, provocou inversão do fluxo de sal em direção ao continente.





# EVOLUÇÃO DOS CINTURÕES DE CISALHAMENTO ENTRE OS BLOCOS SÃO PAULO, VITÓRIA E BRASÍLIA ATRAVÉS DA TECTÔNICA COLISIONAL OBLÍQUA: UMA MODELAGEM FÍSICA.

**EBERT, HANS D.** - DPM-IGCE-UNESP, RIO CLARO-SP

**NEVES, MIRNA A.** - BOLSISTA DE I.C. DO CNPQ, UNESP, RIO CLARO-SP

**HASUI, Y.** - DPM-IGCE UNESP, RIO CLARO-SP

**SZATMARI, PETER** - CENPES/PETROBRÁS, RIO DE JANEIRO-RJ

**AIRES, JOSÉ RIBEIRO** - CENPES/PETROBRÁS, RIO DE JANEIRO-RJ

## INTRODUÇÃO

A compartimentação tectônica da borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco é definida pela articulação entre três grandes blocos crustais: Bloco São Paulo (BSP), Bloco Brasília (BB) e Bloco Vitória (BV). Seus limites são delineados por cinturões de alto grau (crosta inferior) cavalgando os blocos adjacentes obductados, e por zonas de sutura marcadas por expressivas anomalias gravimétricas do tipo 1 (Haraly & Hasui 1982).

Estes blocos são separados por cinturões móveis que tem sido caracterizados: (a) litologicamente por faixas metasedimentares com ou sem granitogênese associada e (b) estruturalmente por faixas de dobramento e cisalhamento. Ao longo da junção entre os blocos São Paulo e Brasília estende-se a Faixa Alto Rio Grande (FARG) e o Cinturão Transcorrente Campo do Meio (CTCM). Entre os Blocos São Paulo e Vitória estendem-se as seqüências metavulcano-sedimentares e suítes granitóides da Faixa Ribeira (FR), afetadas pelo Cinturão Transpressivo Rio Paraíba do Sul (CTRPS).

Com a finalidade de testar um modelo tectônico regional, lastreado em análises geométricas, cinemáticas e deformacionais de micro a megaescala, que explica as estruturas presentes na região, realizou-se modelagens físicas. Os experimentos foram desenvolvidos no Laboratório de Geotectônica e Tectônica Experimental do Setor de Tectônica da PETROBRÁS/CENPES em fevereiro de 1993, utilizando-se os procedimentos e técnicas descritas em Szatmari e Aires (1987).

## METODOLOGIA

Os experimentos foram executados no interior de uma caixa de madeira, projetada de acordo com a situação geológica a ser simulada. Nesta caixa foram inseridos materiais destinados a simular as rochas rúpteis e dúcteis da crosta terrestre. Para representar as rochas de comportamento rúptil foi utilizada areia quartzosa seca com granulação menor que 0,42 milímetros; para as rochas dúcteis foi utilizado silicose especial (Pink Gomme GS1R).

Após a delimitação da área a ser estudada (20°S a 25°S e 42°W a 48°W), foram colocadas três placas de eucatex no fundo da caixa com o formato dos blocos crustais estudados. A placa correspondente ao Bloco Brasília foi afixada, enquanto as outras duas foram móveis para simular os deslocamentos convergentes. Os blocos foram delineados a partir dos cinturões granulíticos presentes na porção norte do Bloco São Paulo e na parte oeste do Bloco Vitória, assinalados no Mapa Geológico do Brasil 1:2.500.000, e pelas anomalias gravimétricas principais, segundo o modelo de Haraly & Hasui (op.cit). Após a delimitação da área, foram acrescentados alguns centímetros nas dimensões horizontais da caixa a fim de evitar efeitos de borda na modelagem.

Embora o distanciamento inicial entre os blocos crustais ainda não seja conhecido, pois é difícil a reconstituição das antigas bacias marginais ou intercontinentais devido à complicada estruturação geológica atual, estimou-se para o experimento o seguinte distanciamento inicial:

- 350 km para a Faixa Ribeira entre os blocos Vitória e São Paulo;
- 300 km para a Faixa Ribeira entre os blocos Vitória e Brasília;
- 100 km para Faixa Alto Rio Grande entre os blocos São Paulo e Vitória.

A escala vertical adotada foi igual à horizontal (1:2.270.000). A espessura total da crosta original dos blocos foi considerada de 35 quilômetros, correspondente a 16 milímetros. Nas regiões sobre as placas foram adotadas espessuras iguais para a crosta inferior e superior (8 milímetros). Nas porções entre as placas, a crosta superior, constituída pelas bacias, teve sua espessura diminuída pela metade (4 milímetros), enquanto que a crosta inferior se manteve contínua com 8 mm.

Foram realizados dois experimentos, simulando respectivamente uma deformação dúctil-rúptil e outra mais rúptil.

A convergência dos blocos móveis foi simultânea e de direção E-W, procurando reproduzir as condições assinaladas em Ebert et al. (1988) e demonstrar o regime transpressivo resultante (Ebert & Hasui 1989 e Ebert et al, 1991).

O BSP avançou com o dobro da velocidade para E que o BV para W para permitir um ajuste final semelhante ao atual. Assim, a velocidade do Bloco Vitória foi de 6 mm/5 min. e do Bloco São Paulo de 3 mm/5 min. A cada nova estrutura formada em planta, foram tiradas fotografias em vista superior.

## CONDIÇÕES DOS EXPERIMENTOS

Em um primeiro experimento (dúctil-rúptil), a crosta inferior dúctil foi simulada com silicone, um material com fluência viscosa, e a crosta superior com areia colorida distribuída em camadas uniformes de 2 milímetros cada uma (Fig. 1).

O encurtamento crustal aparente, calculado na direção leste-oeste, foi de 95% para a FR. O Bloco São Paulo foi deslocado 173 Km para leste e Bloco Vitória 345 Km para oeste.

Em um segundo experimento (rúptil) foi utilizado apenas areia, simulando tanto a crosta superior como a crosta inferior. As espessuras das camadas foram mantidas; porém, agora, da mesma forma que a crosta superior, a crosta inferior é simulada por 4 camadas de areia colorida com 2 milímetros cada uma. Nesta modelagem não foi necessário que a movimentação fosse lenta, pois não há dependência do tempo na deformação.

Este experimento simulou um deslocamento de 159 Km para o Bloco São Paulo e 318 Km para o Bloco Vitória.

## LIMITAÇÕES DA MODELAGEM

Os experimentos reproduziram uma tectônica contracional, desenvolvida a partir do início da inversão das bacias até seu fechamento completo, envolvendo seu embasamento. A modelagem não evoluiu para a obdução e duplicação das margens cratônicas.

Rotações dos blocos através de um eixo vertical, comuns durante a migração de massas continentais separadas por amplas crostas oceânicas, não foram reproduzidas, uma vez que sua existência ainda não foi demonstrada. Com exceção de duas estruturas em cuspide (inflexão convergente da foliação regional), como no Arco de Pirineus (fora da área) e ao longo da Zona Transcorrente de Jacutinga, Sul de Minas Gerais, não foram observados registros que refletissem uma expressiva rotação dos blocos crustais durante sua amalgamação.

Devido às limitações impostas pela modelagem física, não foi possível transferir as tensões para dentro dos blocos crustais. Por isso, as grandes inflexões dextrais no CTRPS afetando as estruturas do BSP (Síntaxe de Guaxupé) bem como as expressivas deformações (zonas de cisalhamento de baixo ângulo), registradas no antepaís dos blocos cavalgados, ficaram restritas nos experimentos.

Feições cinemáticas pretéritas reconhecidas na região, indicando importantes transportes de massa de Sul para Norte ao longo de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, não puderam ser reproduzidas neste experimento. Para tanto, seria necessário a ausência

do Bloco Vitória, para permitir o avanço para norte do BSP sobre o BB.

O confinamento do Bloco Vitória na borda sul da caixa do experimento, inibiu uma maior movimentação diferencial dextral em relação ao Bloco São Paulo ao longo do CTRPS, que foi pronunciada na fase final da colisão.

## RESULTADOS

Embora os experimentos não pudessem reproduzir fielmente as condições naturais, foram geradas diversas estruturas semelhantes às aquelas encontradas em campo, confirmando a validade do modelo cinemático-deformacional utilizado.

Para uma melhor avaliação dos resultados obtidos, eles serão descritos separadamente para os três ramos que separam a junção triplíce:

(a) a sutura entre o BB e o BV, de direção NNE-SSW (CTRPS-norte)

(b) a sutura entre o BSP e o BV, de direção ENE-WSW (CTRPS-sul)

(c) a sutura entre BSP e BB, de direção E-W (CTCM)

(a) CTRPS entre BB e BV (segmento norte da Faixa Ribeira)

Neste segmento mais frontal em relação ao vetor de deslocamento, a bacia e seu embasamento experimentaram essencialmente tensões normais (cisalhamento puro). Configurou-se uma geometria de faixa dobrada, que evoluiu, com o encurtamento progressivo, para um cinturão de cavalgamento frontal.

Observa-se inicialmente o desenvolvimento de grandes dobras afetando os sedimentos da FR. Estas dobras são mais apertadas em frente aos blocos em movimento, provavelmente devido ao contraste entre a crosta mais espessa e aquela mais delgada sob a bacia, que acomodou os primeiros pulsos contracionais (Fig. 1). Com a progressão do encurtamento e o fechamento da bacia, desenvolvem-se flexuras nas margens do bloco cavalgante, até então pouco deformado, bem como cavalgamentos frontais no antepaís do bloco cavalgado e retro-cavalgamentos. Ocorrem pequenos rejeitos direcionais.

(b) CTRPS entre BSP e BV (segmento sul da Faixa Ribeira)

Neste segmento de direção ENE-WSW, orientado a 30° do tensor principal, o esforço principal foi decomposto a quase igualmente em tensões normais e cisalhantes. Como consequência, configurou-se uma típica partição entre deformações coaxiais (cisalhamento puro) e não-coaxiais (cisalhamento simples), reconhecida por encurtamentos (dobras escalonadas de direção NE-SW e cavalgamentos) associados a rejeitos translacionais simultâneos (transcorrências dextrais) (Fig. 2). Este segmento é marcado pelo desenvolvimento de ZTs sintéticas P interdigitadas com principais Y=D, de forma semelhante ao CTRPS. Na altura onde o CTRPS

secciona o CTCM e a ponta do BSP, registra-se uma zona linear expressiva semelhante à ZT de Três Corações, além de outras complicações como registradas em campo.

O encurtamento perpendicular à faixa, seu espessamento, e a rotação das estruturas internas, permitem visualizar um clássico regime transpressivo.

No experimento da crosta inferior dúctil, as primeiras dobras desenvolveram-se paralelamente à margem dos blocos, enquanto no outro elas já são mais oblíquas.

### (c) CTCM - Faixa Alto Rio Grande

Esta faixa assume caráter de borda transformante. Devido ao pequeno ângulo das descontinuidades com o tensor W-E, a deformação cisalhante é a mais expressiva. A principal feição é a própria movimentação lateral sinistral da faixa, resultando em zonas transcorrentes com elevado gama. Mais de 150 km de deslocamentos diferenciais foram absorvidos por esta faixa de aproximadamente 50 km de largura (CTCM). Feições de encurtamento da bordas dos blocos, como dobras subparalelas, mostram que também este cinturão experimentou a atuação de componentes transpressivos. A expressiva fuga vertical de material crustal é bem visualizada nos perfis, que exibem polaridade estrutural divergente de empurrões, típica de flores positivas (Fig. 3).

Quanto à vergência, identificou-se dois tipos principais:

Segmentos (a) e (c): a vergência das dobras/cavalgamentos ocorreu no sentido dos blocos em movimento sobre o antepaís do bloco fixo (BB), de forma semelhante à vergência geral das faixas marginais em direção ao Cráton do São Francisco.

Segmento (b): esta faixa, que absorveu em ambas as bordas a convergência oblíqua dos dois blocos em movimento (BV e BSP), não desenvolveu vergência sistemática. Contudo, não mostra espessamento maior que as outras, já que o encurtamento também foi absorvido pelos componentes direcionais da transpressão. Isto coincide com o arcabouço geológico regional, e talvez explique por que os cinturões de alto grau, bem delineados nas faixas assimétricas de colisão frontal, como os complexos Varginha-Guaxupé e Juiz de Fora, não são expressivos nem contínuos no segmento ENE-WSW do CTRPS.

O fato desta faixa, separando o BSP e BV, ter sido sujeita à uma convergência oblíqua dos dois lados parece também explicar seu padrão estrutural divergente, onde as foliações convergem para as zonas de cisalhamento transcorrentes ao longo do eixo do Rio Paraíba, desenhando grandes estruturas tipo flor positivas.

## CONCLUSÕES

O atual arcabouço estrutural dos cinturões móveis ao redor da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da Cunha de Guaxupé, pode ser explicado pela geometria de três blocos crustais (Brasília,

Vitória e São Paulo), separados por bacias, que experimentaram convergência leste-oeste. Os experimentos mostraram que a movimentação diferencial entre estes blocos crustais, invertendo a junção triplíce, pode gerar as grandes estruturas presentes na área.

Os regimes tectônicos e os produtos estruturais são diferenciados, dependendo do ângulo das descontinuidades em relação ao vetor principal de transporte W-E. Assim, foram reconhecidos três domínios principais, onde predominam os seguintes regimes:

(a) Faixa Ribeira, segmento NNE-SSW: contracional com encurtamento frontal através de dobramentos e cavalgamentos (CTRPS-norte);

(b) Faixa Ribeira, segmento WSW-ENE: transpressão através de dobramentos escalonados e zonas de cisalhamento transcorrentes Y=D interconectadas com sintéticas P (CTRPS-sul);

(c) Faixa Alto Rio Grande, segmento E-W: transcorrência ao longo do CTCM

Os regimes definidos correspondem ao predominante, já que a partição da deformação parece ser um mecanismo fundamental de acomodação de esforços tectônicos em todos os três segmentos.

Em todos os perfis aparecem estruturas indicativas de transporte vertical (Fig. 3) por cavalgamentos ou dobramentos, associadas à rejeitos direcionais. Esta associação configura estruturas tipo flor positiva ao longo dos cinturões, onde predomina ora encurtamento ora cisalhamento simples.

As taxas de encurtamento variam nos diferentes segmentos, gerando estruturas distintas. Elas diminuem progressivamente, enquanto as taxas de deformação cisalhante aumentam, da zona NNE-SSE, para a ENE-WSW até a E-W (CTCM).

Embora as ZTs não sejam regionalmente as estruturas mais penetrativas, como a foliação metamórfica principal, elas recortam todas as faixas e registram a expressiva movimentação translacional paralela às margens cratônicas, que colocou lado a lado segmentos anteriormente separados ou separou unidades originalmente contínuas.

As estruturas E-W do CTCM, embora evoluídas simultaneamente, são geometricamente seccionadas pelo CTRPS (Fig. 2), indicando que esta feição reconhecida regionalmente não implica necessariamente que o segundo seja mais novo.

Transportes secundários indicando movimentos para Norte, como os registrados em campo, podem ter sido parcialmente gerados como subprodutos de componentes transpressivos ao longo de zonas oblíquas.

Observa-se uma forte tendência de movimentação ascendente de material plástico (não fluido) da crosta inferior ao longo das zonas de transpressão. Este fato sugere uma estreita relação entre a tectônica transpressiva e os mecanismos de transporte dos complexos granitóides e sua concentração ao longo destes segmentos. Observações de campo indicam, que diversos granitóides sintectônicos alongados do CTRPS estão associados não a segmentos transtativos, como seria o esperado, mas a segmentos

transpressivos. Complexos magmáticos em estado de pré-cristalização total parecem migrar mais facilmente para níveis superiores em regimes transpressionais do que suas encaixantes mais competentes.

O espessamento crustal, as reações metamórficas conseqüentes e a ativação de descontinuidades profundas durante a regime direcional podem ter promovido a formação e ascensão de corpos magmáticos, independentemente de ter havido subducção de crosta oceânica ou não.

Uma tectônica de escape, como no caso do bloco rígido da Índia endentando o bloco asiático, não precisou ser invocada para gerar o arcabouço estrutural semelhante ao dos cinturões móveis da SE Brasileiro. Os dados de campo e os resultados do experimento mostram que é mais provável que o BSP já tivesse uma forma em cunha durante seu avanço para leste e seu ajuste entre os outros dois (BB e BV). Isto permitiu a acumulação da convergência através da partição da deformação entre transcorrências e encurtamentos oblíquos. A intensidade e o estilo das deformações registradas na parte frontal do eventual antepaís "endentado" teriam sido diferentes no caso de uma convergência forçada de 180 km de um bloco rígido para dentro do outro. A convergência do BV para oeste foi tão expressiva se não maior do que a do BSP para leste, sobrepondo inclusive os registros da movimentação relativa entre o BSP e BB. Estes fatos favorecem uma interpretação dinâmica entre três blocos crustais com fácil ajuste entre suas margens convergentes. Caso ela seja correta, é possível que estes blocos tenham se individualizados a partir da ruptura de um grande bloco continental mais antigo ao longo de uma junção triplíce.

O modelo tectônico reproduzido, onde três bacias longitudinais estiveram interligadas durante sua evolução e inversão, pode explicar a vasta área de

exposição e a difícil delimitação entre metassedimentos das faixas Alto Rio Grande e Ribeira na altura da interseção entre os dois cinturões.

A estrutura sintaxial de Guaxupé, gerada pela inversão de uma junção triplíce, é uma feição incomum tanto nos orógenos fanerozóicos como pré-cambrianos. Constitui, desta forma, um excelente laboratório natural para o levantamento de dados estruturais e o teste de modelos tectônicos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EBERT, H.D. & HASUI, Y. & QUADE, H. - 1988 - *Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região da Mina do Perai, Vale do Ribeira*. - Anais do 35. Congr. Bras. Geol., SBG, Belém, Vol. 5, 2318-2331.
- EBERT, H.D. & HASUI, Y. - 1989 - *Tectônica Transpressiva no Sub-Bloco Tunas, Paraná*. Atas do II Simpósio de Estudos Tectônicos, SBG, Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, p. 255-257.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. - 1991 - *O caráter Transpressivo do Cinturão de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul*. In: III Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. Boletim..., IGCE/UNESP-SBG/SP, Rio Claro-SP, p. 139-141.
- HASUI, Y.; DE RODRIGUES, E. DE P.; OLIVEIRA, M.C. DE B.; ENS, H.H.J.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; QUADE, H.; NYK, R.; KULLER, M. DE L.; FRASCA, M.H.B. - 1988 - *Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformações de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo*. Fase 1. São Paulo, PróMinério, Relatório IPT 25908, Vol 5.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1982 - *Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica*. In: Congr. Bras. de Geol., 32, Salvador, 1982. Salvador... SBG, Anais, v. 1, p. 374 - 385.
- SZATMARI, PETER & AIRES, JOSÉ RIBEIRO - 1987 - *Experimentos com modelagem física de processos tectônicos no centro de pesquisas da Petrobrás*. Geociências Petrobrás, Rio de Janeiro, 1: 13-24.

Com apoio do CNPq (processos 306580/88-8 e 500291/91-8)

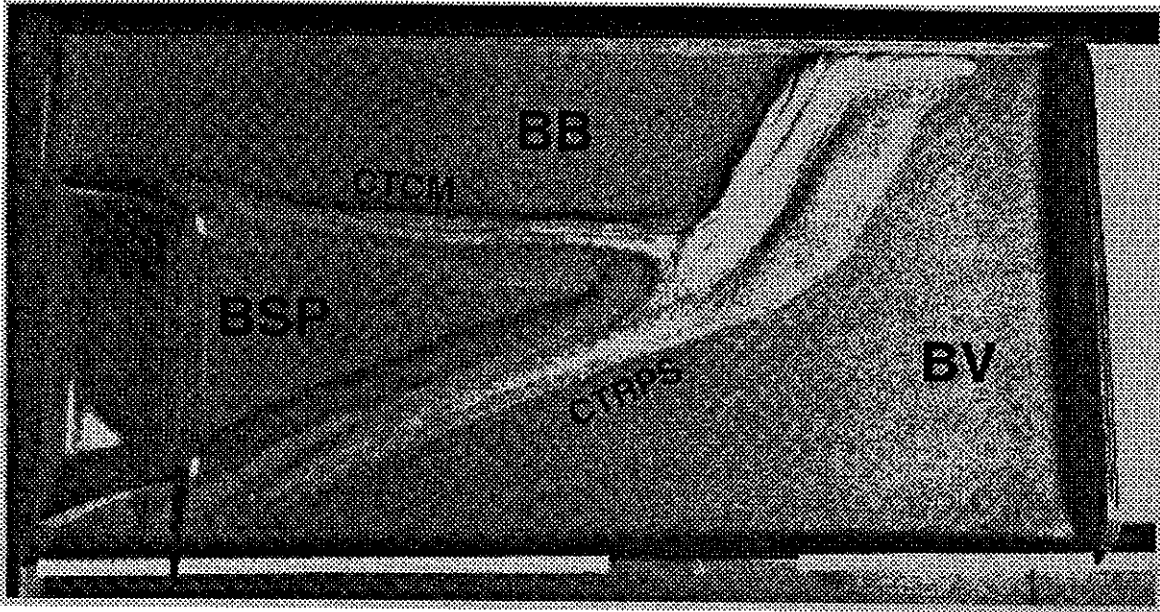


Fig. 1: Modelagem com silicone na crosta inferior.

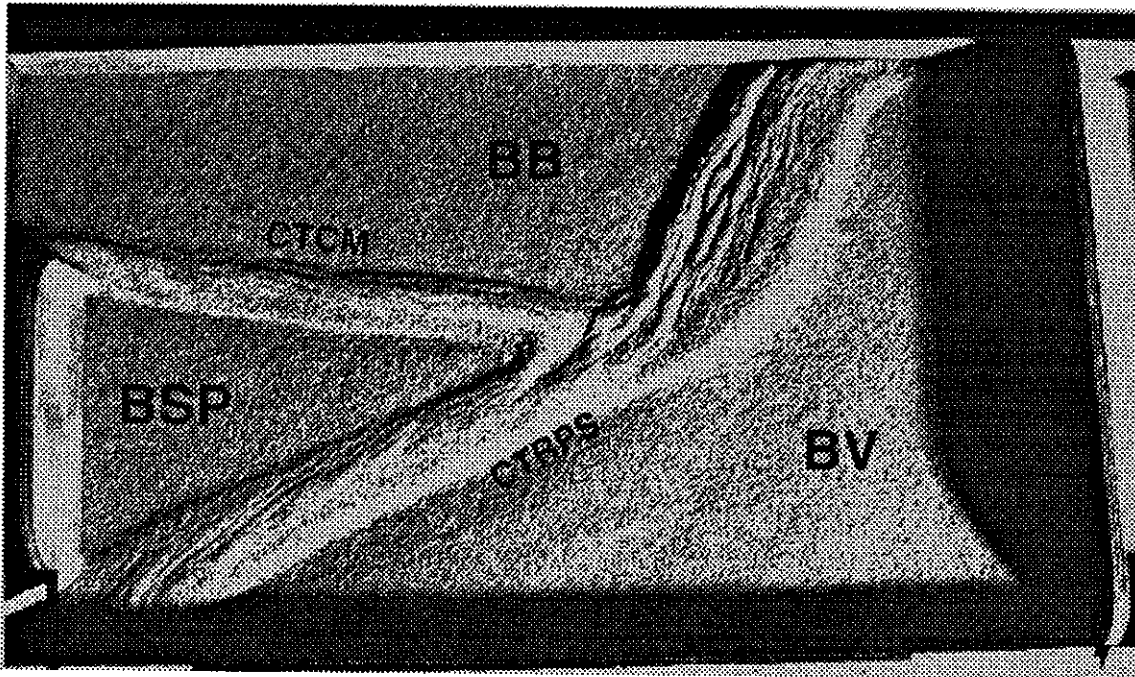


Fig. 2: Modelagem com areia na crosta inferior.

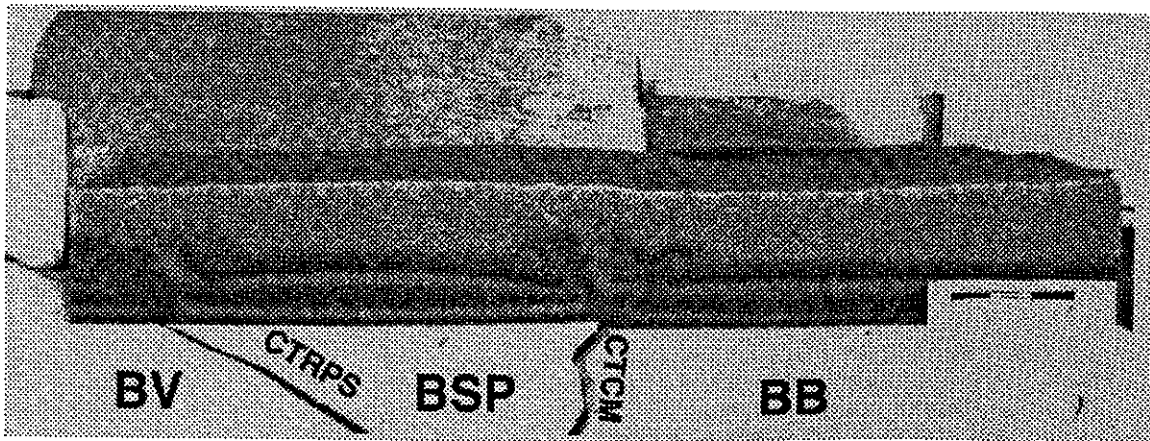


Fig. 3: Empurrões e retrocavalgamentos gerando polaridade divergente ao longo das faixas transcorrentes.

# MODELAGEM GEOTECTÔNICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

**RICARDO DINIZ DA COSTA**  
**CARLOS ALBERTO ROSIÈRE**  
 CPMTC/IGC/UFMG

## I- INTRODUÇÃO

### I.1 -Objetivo

O objetivo primordial deste trabalho é descrever o modelo físico desenvolvido por Costa 1992 com base no modelo tectônico para a região do Quadrilátero Ferrífero proposto por Chemale Jr. et al. 1991, que considera uma evolução em dois ciclos deformativos distintos: o primeiro distensivo e o segundo compressivo. Aquele baseou-se no aparato desenvolvido pelo Dr. P.R. Cobbold da Universidade de Rennes (França).

Testou-se, assim, a aplicabilidade deste tipo de abordagem para áreas pré-cambrianas, uma vez que a bibliografia mundial sobre o assunto trata quase que exclusivamente de seqüências sedimentares recentes.

## II- MODELAGEM DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

### II.1- Descrição do Modelo Físico

Tentou-se modelar o Quadrilátero Ferrífero baseando-se no modelo proposto por Chemale Jr. et al. 1991, de tal forma que a montagem do experimento requereu alguns cuidados especiais. A escolha da escala a ser utilizada foi feita de forma a possibilitar uma visão geral da estrutura (1:250.000). O material utilizado (areia) foi escolhido por representar materiais da crosta superior rúptil, conforme definido por Davy & Cobbold 1991.

Considerou-se que as rochas arqueanas mais antigas (complexos granito-gnáissicos) comportaram-se de forma essencialmente rígida durante a deformação do Supergrupo Minas e que as rochas do Supergrupo Rio das Velhas comportaram-se semelhantemente às do Supergrupo Minas.

Antes da construção do modelo foram realizados testes para definir a sua melhor geometria. Estes testes consistiram na construção de protótipos inicialmente de papel e posteriormente de papelão, servindo este último como molde para a construção do modelo definitivo. Todos estes passos foram rigorosamente discutidos para manter o maior grau de confiança com relação à execução do experimento.

O modelo consistiu de uma caixa de madeira construída com compensado marítimo de 2,5 cm de espessura na base e com as paredes norte e sul de acrílico transparente com 1 cm de espessura, possibilitando assim uma melhor observação do desenvolvimento das estruturas. Separou-se a base em

uma parte fixa composta pelos blocos denominados de BH, Bonfim e Sul e quatro partes móveis- blocos Bação/Caeté, Gandarela Sul, Centro e Norte (vide Fig. 1 para um melhor entendimento do seu arranjo geométrico). Estes blocos foram construídos de madeira (compensado com espessura de 0,5 cm) e cobertos por papelão. A escolha dos ângulos das paredes foi feita de acordo com as estruturas atuais, variando de 30° a 60° com mergulhos para leste.

A movimentação dos blocos se deu de W para E na fase extensional e de E para W na compressiva. Toda a movimentação foi imposta através do Bloco Gandarela Centro, que estava ligado ao eixo de transmissão do motor de passo, e repassada aos outros blocos por um sistema de cordéis. Os blocos Gandarela comportaram-se de forma única na fase extensiva só possuindo movimentos relativos na compressão de modo a solucionar as dificuldades na representação do paleorêlievo existente (altos) topográficos/estruturais de Bação, Caeté, Bonfim, Belo Horizonte e Sul). A geometria dos blocos foi idealizada de forma a representar a abertura do sistema de *graben* comunicantes descritos por Chemale Jr. et al. 1991. A Fig. 1 representa a montagem do modelo e a comunicação entre as partes móveis e a fixa.

Para a realização do experimento foi utilizada a máquina de modelagem geotectônica do CENPES/PETROBRÁS que consiste de um quadro rígido, um motor de passo e uma caixa de redução. Este equipamento foi desenvolvido pela PETROBRÁS em colaboração com o Dr. P.R. Cobbold da Universidade de Rennes (França). Graças a um dispositivo eletrônico controlador de velocidade pode-se obter deformações a valores bastante reduzidos e constantes de taxa de deformação.

O ensaio consistiu na deposição de camadas de areia colorida com espessura de 1 cm a cada 2,5% de extensão, inicialmente nos *grabens* Gandarela/Santa Rita e Dom Bosco e posteriormente Gandarela/Santa Rita, Dom Bosco, Moeda e Curral. Numa fase final só houve deposição nos *grabens* Moeda e Curral. As camadas foram depositadas com cuidado, de tal forma a não modificar as estruturas já formadas e a permanecerem com o seu topo horizontalizado. A extensão máxima alcançada foi de 22,5%. Uma camada não perturbada foi depositada sobre as demais antes do início da compressão funcionando como uma superfície de discordância e marcando o fim da deposição da seqüência Minas.

Esta se deu sem nenhuma interferência no seu desenvolvimento. Após o fim da compressão cobriu-

se o modelo com uma nova camada de areia para proteger as estruturas formadas e umidificou-se a superfície por 24 h., procedimento utilizado para permitir o surgimento de uma coesão aparente, necessária à confecção de cortes. Foram realizados diversos cortes para observação das estruturas internas.

A areia utilizada apresentava granulometria fina (< 0,5 mm) sendo colorida por meio de anilinas para não modificar a forma dos grãos, preferencialmente esféricos. Trata-se de areia de depósitos eólicos ou marinhos tidais, lavada para retirada de argila e seca em estufa.

Toda a caixa de modelagem foi impermeabilizada com a aplicação de cola branca (Cascolar) para resistir à umidificação. Este procedimento acarretou um aumento do atrito entre a areia e a caixa de modelagem.

O experimento foi registrado com o auxílio de uma máquina fotográfica e de uma filmadora de videocassete para posterior análise.

A velocidade de deformação utilizada foi de aproximadamente 2,4 cm/h, suficientemente baixa para se atingir o grau de similitude desejado, uma vez que o material utilizado no modelo apresentava forças inerciais desprezíveis, no caso areia.

Uma analogia entre os modelos físico e teórico é evidente ao se comparar a Fig. 1 e Fig. 2. Considerou-se, entretanto no modelo físico, que os sinclinais de Santa Rita e de Gandarela fossem na realidade uma única calha deposicional, o que está em desacordo com Chemale Jr. et al. 1991.

As calhas deposicionais (Moeda, Curral, Dom Bosco, Gandarela/Santa Rita) se formaram durante a movimentação das partes móveis e as seqüências depositadas foram deformadas pela continuidade do movimento. Inicialmente houve a abertura somente do *graben* Gandarela/Santa Rita e posteriormente dos *grabens* Moeda e Curral. A estrutura Dom Bosco foi construída de forma a não apresentar abertura, o que impossibilitaria a inversão do modelo. Assim nesta estrutura só houve movimentação transcorrente, de sentido dextral na fase distensiva e sinistral na compressiva.

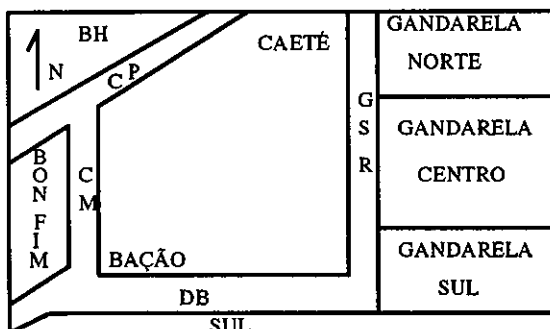


Fig. 1 - Desenho esquemático mostrando a caixa utilizada para a realização do ensaio, onde os blocos Gandarela/Santa Rita e Bação/Caeté são móveis. CP - calha Curral/Piedade; CM - calha Moeda; DB - calha Dom Bosco; GSR - calha Gandarela/Santa Rita.

Da mesma forma, durante a compressão, as seqüências da estrutura Gandarela/Santa Rita foram as primeiras a sofrer os efeitos da deformação, que

somente se propagou para as estruturas Moeda e Curral no final da inversão, quando cessou-se a movimentação dos blocos Gandarela/Santa Rita sobre o Bloco Bação/Caeté.

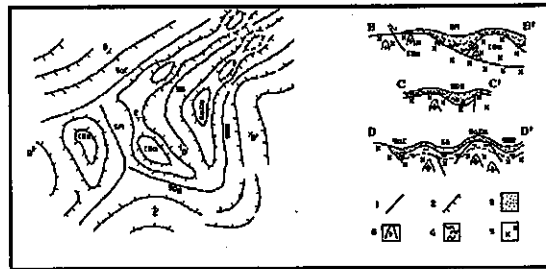


Fig. 2- Esquema da Bacia Minas logo após a deformação extensional no Proterozóico Inf. Baixos estruturais (1), altos estruturais (2), sedimentos plataformais do Minas (3), Sg Rio das Velhas (4), embasamento (5), granitos transamazônicos? (6), SaC - Serra do Curral, SM - Sinc. da Moeda, SDB - Sinc. de Dom Bosco, SSR - Sinc. de Santa Rita, SG - Sinc. Gandarela, SaCa - Serra do Caraça, CBA - Complexo do Bação, CBO - Complexo Bonfim, modificado de Chemale Jr. et al. 1991.

Como seria difícil representar os altos topográficos /estruturais propostos no modelo teórico (Bação e Caeté), optou-se pela movimentação diferenciada dos blocos Gandarela/Santa Rita, onde a parte central apresentou uma movimentação mais acentuada. Este fato levou ao total descolamento da porção centro-norte da calha sinclinal Gandarela/Santa Rita, possibilitando o seu transporte associado com o sistema de cavalgamentos formado e resultando no aspecto curvilíneo das estruturas supramencionadas.

### III- ANÁLISE DO EXPERIMENTO

Durante a fase distensiva observou-se a formação de uma calha sinclinal (Fig. 3) na região sul da calha Moeda (CM), o que corresponde à assertiva de Chemale Jr. et al. 1991. Nas outras calhas esta estruturação não foi observada, ocorrendo somente homoclinais. Talvez isto tenha ocorrido devido a dificuldade de uma movimentação no fundo das seqüências, uma vez que a geometria do modelo não favoreceu este tipo de movimentação, ocorrendo apenas o deslizamento das camadas já depositadas sobre o fundo da caixa experimental.

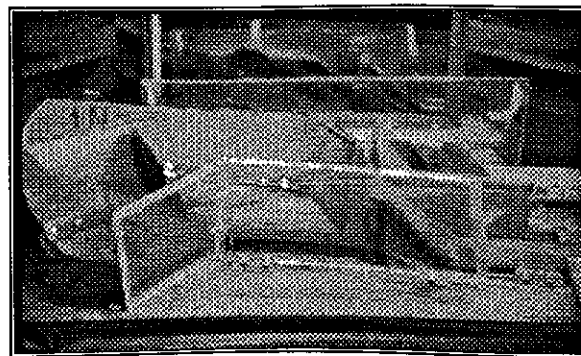


Fig. 3 - Aspecto do experimento após 10% de extensão.



Na fase compressiva observou-se a nucleação de um sinclinal (Fig. 4) no norte da calha Gandarela/Santa Rita (GSR), que com o encurtamento teve sua aba leste soerguida até a inversão (Fig. 5). Esta estrutura corresponde à forma dos grandes sinclinais do Quadrilátero Ferrífero. Isto ocorreu de forma conjunta com o desenvolvimento de uma zona de descolamento (Fig. 6), correspondente à do Fundão. Esta se deu forçada pela movimentação relativa dos blocos Gandarela, que ocasionaram em planta, a sua forma característica de meia-lua (oroclinal). A estrutura sinclinorial formada na fase distensiva desenvolveu-se de forma semelhante mas sem um nítido descolamento basal, o que propiciou a sua permanência até o fim do experimento.

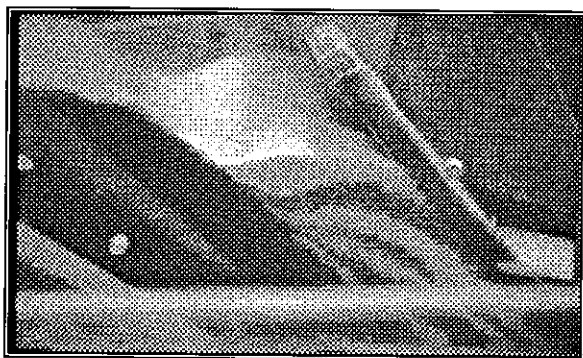


Fig. 4 - Dobras simétricas formadas durante a compressão.



Fig. 5 - Dobra invertida gerada pelo encurtamento do franco leste (comparar com a Fig. 4).



Fig. 6 - Aspecto da frente de empurrão gerada na calha Gandarela/Santa Rita

Na região leste da calha Dom Bosco (CB) ocorreu um acúmulo de massa (Fig. 7 corte D'D) devido a

compressão ocasionada pelo bloco Gandarela Sul (GS), semelhantemente ao Anticlinal de Mariana. Associado a este acúmulo de massa, observou-se a formação de uma série de empurrões de direção NS (Fig. 6), como ocorre na região da Serra do Itacolomi, onde uma série de zonas de cavalgamento de atitude NS é interceptada pelo Sistema do Engenho de direção EW. Estrutura semelhante foi observada em menor escala à noroeste, na junção das calhas Moeda (CM) e Curral/Piedade (CP), na região correspondente à da Serra das Gaivotas. Observou-se a formação de um anticlinal em caixa com eixo EW, condicionado pela geometria dos blocos Bonfim e Belo Horizonte (Fig. 8 cortes G'G').

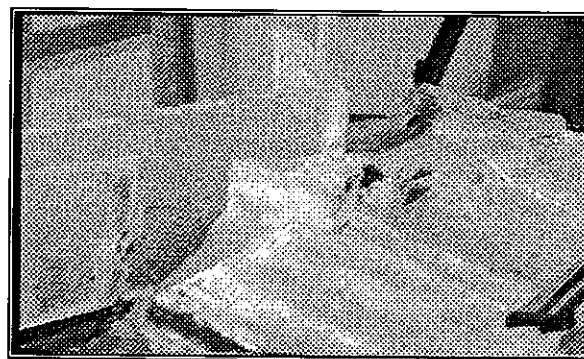


Fig. 7 - Corte D'D

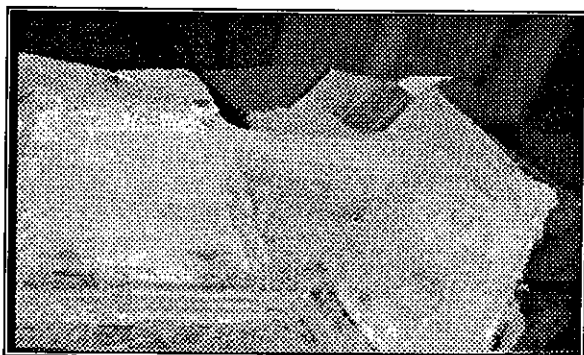


Fig. 8 - Corte GG'

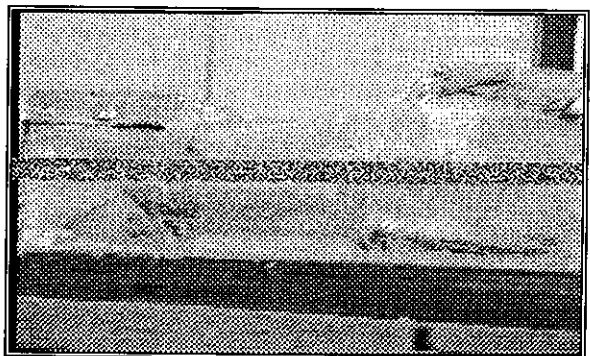


Fig. 9 - Corte EE'E''

As seqüências do extremo sul das calhas Curral/Piedade (CP) e Moeda (CM) permaneceram imperturbadas uma vez que foram depositadas sobre a

parte fixa do modelo, onde não ocorreu nenhum tipo de movimentação (Fig. 9 corte EE'E" e Fig. 10 corte HH).



Fig. 10 - Corte HH'

Somente observou-se pequenas frentes de empurrão desenvolvidas superficialmente, em especial na CM. Os blocos móveis foram jogados por sobre as camadas de areia em suas bordas oeste (Fig. 11 corte FF), o que propiciou a propagação de pequenas frentes de empurrão internamente às camadas.



Fig. 11 - Corte FF'.

#### IV- COMENTÁRIOS FINAIS

A modelagem realizada para a região do Quadrilátero Ferrífero demonstra que do ponto de vista mecânico o modelo proposto por Chemale Jr. et al. 1991 é factível. Este fato reveste-se de importância por ser a primeira tentativa de modelagem em escala realizada para esta região.

Diversos problemas surgiram durante a realização do ensaio, a começar pelo planejamento da caixa de modelagem. Esta foi confeccionada de forma a propiciar a simulação do paleorêlievo, de importância capital na formação das estruturas durante a fase compressiva.

Exigia-se um perfeito encaixe das partes móveis do modelo para que não houvesse perda de material (areia) e conseqüente destruição das estruturas formadas. Apesar de todos os cuidados tomados (revestimento com cola branca e calafetação com silicone) ocorreu vazamento de areia na calha

Curral/Piedade o que obliterou totalmente qualquer estrutura que houvesse se formado.

As condições de atrito entre as peças móveis e entre estas e a parte fixa do modelo tinham que ser de tal forma a propiciar o deslizamento entre as partes, sem acúmulo de tensões, o que provocaria uma movimentação brusca (em saltos). Para minimizar este atrito encerrou-se o fundo da caixa (acrílico 0,2 mm.) com pasta de polimento automotiva. Apesar disto, observou-se uma zona de atrito entre os blocos Bação/Caeté e Sul, devido a rotação sinistral sofrida por aquele.

A ausência de uma movimentação efetiva de fundo, impossibilitou a geração das calhas sinclinais previstas por Chemale Jr. et al. 1991. Este problema teria fácil solução se fosse utilizado um pequeno pedaço de borracha fina, realizando a ligação inferior entre os blocos móveis. Esta borracha seria análoga a uma zona de descolamento basal de características dúcteis, imprimindo no modelo uma tectônica dúctil a dúctil-rúptil, conforme previsto por Chemale Jr. et al. 1991. A Fig. 12 mostra um esquema deste tipo de montagem, conforme utilizado por Vendeville & Cobbold 1988, para garantir uma extensão uniforme na base do modelo.

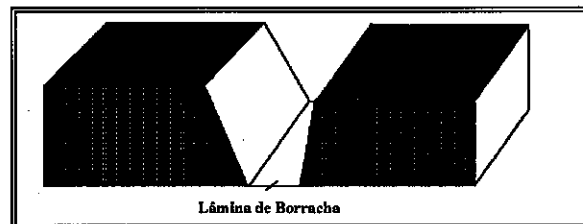


Fig. 12 - Esquema mostrando a colocação de uma lâmina de borracha entre as partes móveis do modelo.

O esquema utilizado para simular a presença de altos estruturais/topográficos do embasamento funcionou de forma satisfatória sobre este enfoque, mas gerou complicações adicionais na mecânica do experimento. Desta forma, não pode-se aumentar a compressão nas calhas Moeda e Curral/Piedade, uma vez que o bloco Gandarela Centro, responsável pela transmissão da movimentação, começou a levantar-se. Além disto, o ponto de contato entre este bloco e o Bação/Caeté, não localizava-se perfeitamente no centro do último, gerando uma rotação sinistral neste e produzindo atrito adicional, dificultando a sua movimentação.

Os ângulos escolhidos para as paredes dos blocos dificultaram a sedimentação nas calhas Gandarela/Santa Rita e Curral/Piedade. Este fator aliado a falta de tectônica de fundo deve ter dificultado, sobremaneira, a formação de estruturas durante a extensão.

É bom salientar que Chemale Jr. et al. 1991 consideram que as deformações sofridas pelas rochas do Supergrupo Minas tiveram um comportamento essencialmente dúctil a dúctil-rúptil, e que devido a utilização apenas de areia no experimento, este apresentou características rúpteis. Ellis & McClay 1988 destacam que, à exceção de modelos de escala

crustal, tem-se utilizado apenas areia seca e argila úmida como materiais análogos levando a dificuldades de deslizamento interestratais, devido a pequena diferença de competência entre estes materiais. Como solução para este problema estes autores sugerem a utilização de finos leitos de palhetas de mica entre camadas sucessivas de areia, propiciando uma anisotropia planar, semelhante a que ocorre nas seqüências sedimentares.

Tratou-se de uma abordagem preliminar, onde mais importante que os resultados alcançados é a constatação que este tipo de procedimento experimental pode ser de grande valia no auxílio à interpretação estrutural /geotectônica de áreas pré-cambrianas. Acredita-se que com o auxílio de ferramentas poderosas como esta, acrescida de dados de sísmica profunda, os geólogos estruturalistas poderão finalmente produzir modelos teóricos mecanicamente possíveis que se encaixem em suas observações geométricas. Um dado fundamental que ainda não pode ser avaliado diz respeito à veracidade

dos processos geológicos propostos, uma vez que é impossível neste momento reproduzi-los fielmente.

A análise criteriosa dos dados obtidos no campo é essencial na construção de qualquer modelo, seja físico ou teórico, e a menor discrepância entre estes e aquele deve levar o pesquisador a repensar suas propostas sob pena de inviabilizar qualquer comparação entre a natureza e o raciocínio humano.

#### V- CITAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS

- Chemale Jr., F., Rosière, C.A. & Endo, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil - um modelo; Pesquisas/UFRGS.
- Costa, R.D. 1992. Modelagem Geotectônica do Quadrilátero Ferrífero; IGC/UFMG, Belo Horizonte, inédito, 56 p.
- Davy, P. & Cobbold, P.R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere; *Tectonophysics*, 188: 1-25p.p.
- Ellis, P.G. & McClay, K.R. 1988. Listric extensional fault system - results of analogue model experiments. *Basin Res.*, 1: 55-70.
- Vendeville, B. & Cobbold, P.R. 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, 10-7:649-659.

# MODELO FÍSICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - UMA PRIMEIRA TENTATIVA

RICARDO DINIZ DA COSTA - CPMTIC/IGC/UFMG

## INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado como parte integrante da dissertação de mestrado do autor, defendida em 1992 no Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da UFMG.

Para a realização do experimento foi utilizada a máquina de modelagem geotectônica do CENPES/PETROBRÁS que consiste de um quadro rígido, um motor de passo e uma caixa de redução. Este equipamento foi desenvolvido pela PETROBRÁS em colaboração com o Dr. P.R. Cobbold da Universidade de Rennes (França). Graças a um dispositivo eletrônico controlador de velocidade pode-se obter deformações a valores bastante reduzidos e constantes de taxa de deformação.

O ensaio consistiu na deposição de camadas de areia colorida com espessura de 1 cm a cada 2,5% de extensão, inicialmente nos *grabens* Gandarela/Santa Rita e Dom Bosco e posteriormente Gandarela/Santa Rita, Dom Bosco, Moeda e Curral. Numa fase final só houve deposição nos *grabens* Moeda e Curral. As camadas foram depositadas com cuidado, de tal forma a não modificar as estruturas já formadas e a permanecerem com o seu topo horizontalizado. A extensão máxima alcançada foi de 22,5%. Uma camada não perturbada foi depositada sobre as demais antes do início da compressão funcionando como uma superfície de discordância e marcando o fim da deposição da seqüência Minas.

Esta se deu sem nenhuma interferência no seu desenvolvimento. Após o fim da compressão cobriu-se o modelo com uma nova camada de areia para proteger as estruturas formadas e umidificou-se a superfície por 24 hs, procedimento utilizado para permitir o surgimento de uma coesão aparente, necessária à confecção de cortes. Foram realizados diversos cortes para observação das estruturas internas.

A areia utilizada apresentava granulometria fina (< 0,5 mm) sendo colorida por meio de anilinas para não modificar a forma dos grãos, preferencialmente esféricos. Trata-se de areia de depósitos eólicos ou marinhos tidais, lavada para retirada de argila e seca em estufa.

Toda a caixa de modelagem foi impermeabilizada com a aplicação de cola branca (Cascolar) para resistir à umidificação. Este procedimento acarretou um aumento do atrito entre a areia e a caixa de modelagem.

O experimento foi registrado com o auxílio de uma máquina fotográfica e de uma filmadora de videocassete para posterior análise.

A velocidade de deformação utilizada foi de aproximadamente 2,4 cm/h, suficientemente baixa para se atingir o grau de similitude desejado, uma vez que o material utilizado no modelo apresentava forças inerciais desprezíveis, no caso areia.

## DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO

O experimento começou com a deposição de uma camada de areia branca em todo o modelo. Com 2,5% de extensão depositou-se uma camada de areia verde, também em todo o modelo. Formou-se um homoclinal devido ao processo de abertura que ocasionou somente um pequeno colapso das camadas depositadas, sem ocupação total da calha Gandarela/Santa Rita (GSR), uma vez que não ocorreu nenhum tipo de movimentação no fundo da mesma. Uma nova camada de areia branca foi depositada somente na GSR, com 5% de extensão (Fig. 1).

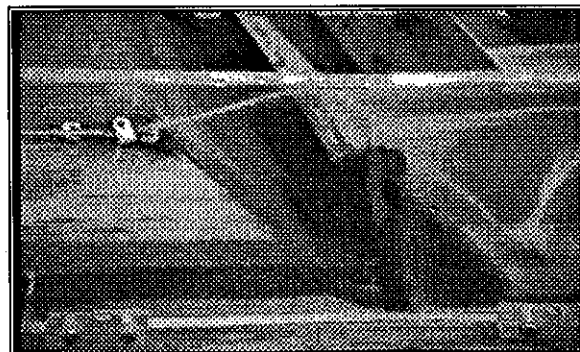


Fig. 1 - Detalhe da junção das calhas Gandarela/Santa Rita e Dom Bosco após 5% de extensão.

Nucleou-se uma pequena estrutura sinclinal na porção sul da GSR, provavelmente devido a efeitos de borda, no caso na junção entre duas placas de acrílico. Depositou-se uma camada de areia azul (7,5%) em toda a área do modelo, seguida por uma de areia branca (10%) só na calha Gandarela/Santa Rita (GSR), uma vez que só houve abertura nesta calha.

A Fig. 2 mostra uma vista geral do modelo com 10% de extensão (reparar no homoclinal formado, com mergulhos paralelos às paredes - o espelho localizado na parte posterior mostra um perfil WE, onde a 1ª camada de areia branca escorreu para o fundo da calha). Até 15% de extensão só houve movimentação de abertura da GSR, onde depositou-se uma camada de areia verde (12,5%) e outra branca (15%).

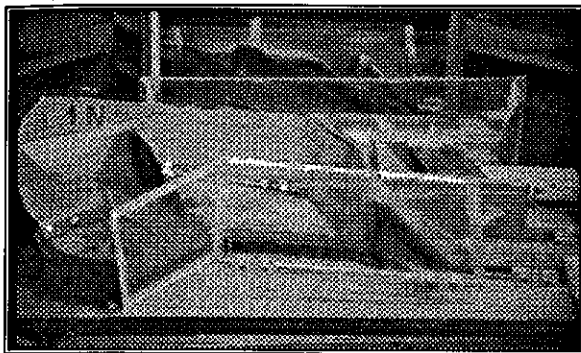


Fig. 2 - Aspecto do experimento após 10% de extensão.

A partir deste ponto começou a haver movimentação transcorrente dextral na calha Dom Bosco (DB), com deslocamento para leste do bloco Bação/Caeté (BC) e conseqüente abertura das calhas Moeda (CM) e Serra do Curral/Piedade (CP). Depositou-se na CM e CP uma camada de areia branca (17,5%) sobre as camadas já depositadas, uma vermelha (20%) e outra branca (22,5%) cobrindo todo o modelo e encerrando-se a extensão (Fig. 3). Observar a calha sinclinal formada ao sul da calha Moeda (CM).



Fig. 3 - Aspecto do experimento após o fim da extensão.

Logo no início da compressão observou-se a formação de uma dobra de eixo horizontal na porção norte da calha Gandarela/Santa Rita (GSR), com o flanco inferior mergulhando para W (Fig. 4). Esta estrutura formou-se durante a extensão, uma vez que a compressão iniciou-se pela movimentação do bloco Gandarela Centro (GC). Observou-se, também a formação de uma frente de empurrão linear, ocasionando a ondulação das camadas superiores.



Fig. 4 - Dobra de eixo horizontal formada durante a extensão no norte da GSR.

Com o aumento da compressão ocorreu o encurvamento da frente de empurrão, dando origem a uma estrutura em forma de meia-lua, convexa para W (Fig. 5).



Fig. 5 - Frente de empurrão formada durante a compressão.

Com o início da movimentação dos blocos Gandarela Norte (GN) e Gandarela Sul (GS), observou-se a nucleação de um sinclinal e de um anticlinal no norte da calha Gandarela/Santa Rita (GSR), inicialmente simétricos (Fig. 6) e progressivamente assimétricos com o encurtamento do flanco leste do sinclinal, chegando até a inversão deste (Fig. 7).

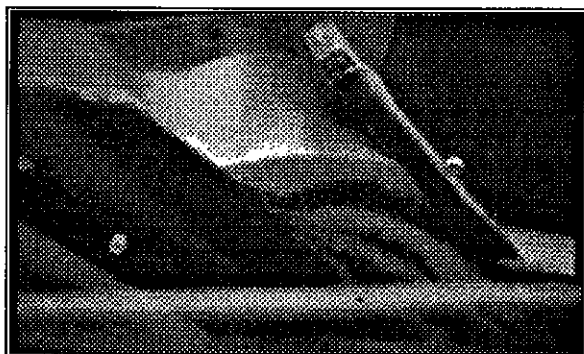


Fig. 6 - Dobras simétricas formadas durante a compressão.

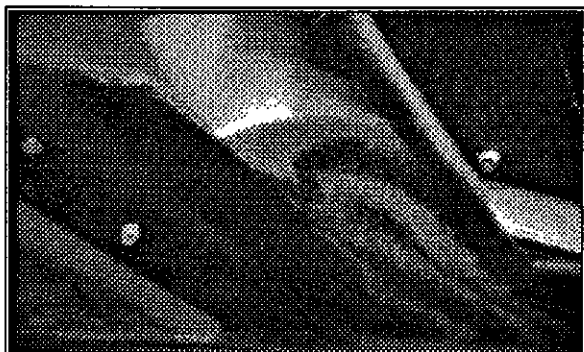


Fig. 7 - Dobra invertida gerada pelo encurtamento do franco leste (comparar com a Fig. 6).

No sul da GSR ocorreu a propagação da frente de empurrão no encontro da GSR com a DB (Fig. 8). Estes apresentaram uma forma linear, de direção NS.

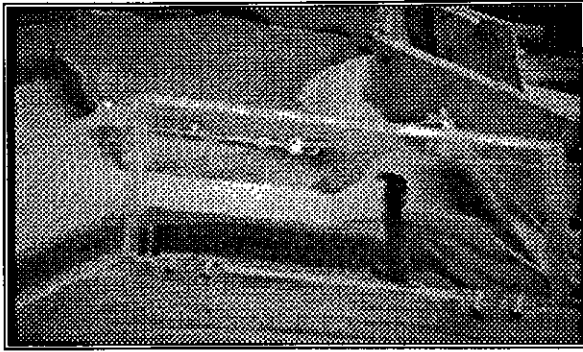


Fig. 8 - Frentes de empurrão lineares no encontro das calhas Gandarela/Santa Rita e Dom Bosco.

Gerou-se um encurtamento nas calhas Moeda (CM) e Curral/Piedade (CP) e uma movimentação sinistral na calha Dom Bosco (DB). A frente de empurrão formada pelo bloco Gandarela Centro (GC) atingiu a parte superior do BC, formando uma estrutura típica de "cavalos" (Fig. 9). No norte da GSR ocorreu a destruição do sinclinal formado, devido à subida do plano de maior deslocamento que acabou por seccionar o seu flanco invertido (Fig. 10). Na CP ocorreu vazamento de areia, destruindo as estruturas formadas (Fig. 11).

Terminou-se a compressão com um pequeno encurtamento na calha Moeda (Fig. 12) e cobriu-se o modelo com uma camada de areia, para o procedimento de umidificação (Fig. 13) e a realização dos cortes.

Com o aumento do encurtamento, começou a ocorrer uma movimentação do bloco Bação/Caeté (BC) para W com ascensão de sua porção W



Fig. 9 - Aspecto da frente de empurrão gerada na calha Gandarela/Santa Rita.



Fig. 10 - Destruição da dobra invertida gerada na calha Gandarela/Santa Rita.



Fig. 11 - Vazamento de areia na calha Curral/Piedade.

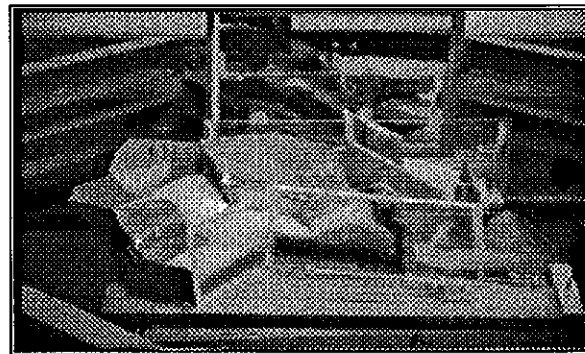


Fig. 12 - Vista geral do modelo após o termino da compressão.



Fig. 13 - Aspecto geral do modelo, mostrando-se o procedimento de umidificação através da utilização de um aspersor de água.

## AGRADECIMENTOS

A Petrobrás pelo apoio na realização do experimento, em especial aos geólogos J.R. Aires e P. Szatmari.

## BIBLIOGRAFIA

- Costa, R.D. & Rosière, C. A. 1993. Modelagem Geotectônica do Quadrilátero Ferrífero; no prelo.  
 Costa, R.D. 1992. Modelagem Geotectônica do Quadrilátero Ferrífero; Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG. Belo Horizonte, inédito, 56 p.

## SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE EVENTOS TÉRMICOS EM REGIME PERMANENTE E TRANSIENTE PELO MÉTODO DE ELEMENTOS FINITOS

**ANDRÉ ADRIANO BENDER**  
**RICARDO PEREZ BEDREGAL**

PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SETEC CID. UNIV. - ILHA DO FUNDÃO - QUADRA 7 R.J. - RJ - 21949-900

A tendência mundial na indústria do petróleo é a crescente quantificação dos processos de geração e migração de óleo, com o objetivo de otimizar o esforço exploratório e a conseqüente redução dos riscos a ele inerentes.

Seguindo esta tendência, nos anos 80, o CENPES/SUPEP /DIVEX/SETEC investiu na elaboração de ferramentas para simulações numéricas, obtendo como resultado o sistema BaSS. No entanto, em função das limitações dos *softwares* de natureza unidimensional na solução de problemas geológicos mais complexos, foi necessário o desenvolvimento de ferramentas numéricas mais poderosas. Para dar maior poder às ferramentas pretendidas, optou-se pela utilização do método de elementos finitos para a simulação de eventos térmicos, visando o entendimento de fenômenos tais como intrusões ígneas (diques e soleiras), domos de sal e, futuramente, convecção de fluidos. Tais eventos exibem características geológicas que necessitam de, no mínimo, solução bidimensional.

O método de elementos finitos (MEF), cujos princípios são apresentados em Allaire (1985), é uma das ferramentas mais flexíveis para resolver problemas de engenharia e geologia, como os envolvidos na análise da deformação de sólidos, transferência de calor, de fluxo de fluidos ou problemas elétricos. Os objetos sobre os quais este método pode ser aplicado podem ter virtualmente qualquer condição de contorno.

A metodologia idealizada neste estudo envolveu a implementação, teste e aplicação de dois programas de transferência de calor (HTRI e TTHERM), assim como a integração com outros *softwares* desenvolvidos na PETROBRÁS (BaSS e RECON). A metodologia, como proposta, vai além de um estudo de transferência de calor, pois utiliza técnicas de balanceamento e reconstrução de seção (RECON), assim como avalia a quantidade de óleo gerado em qualquer região de uma seção geológica (BaSS). A utilização do RECON assegura consistência estrutural entre os vários elementos tectônicos existentes na seção, além de permitir a sua reconstrução palinspática. A quantificação da geração de óleo através de métodos cinéticos, por sua vez, está suportada tanto por modelos modernos de conversão

querogênio/óleo, como por parâmetros e indicadores térmicos geoquímicos.

Os testes realizados no programa de regime estacionário (HTRI) mostraram que o refinamento de malha adaptativo é indispensável à solução de problemas geológicos, pois os mesmos têm tipicamente irregularidade de formas e heterogeneidade com relação às propriedades condutivas de calor (conforme especificadas em Robertson, 1988). A não utilização de uma ferramenta como esta acarreta não apenas em maior tempo na definição das malhas, como também em grandes erros, devido à dificuldade de se prever, intuitivamente, as regiões da malha carentes de maior refinamento.

O uso do pacote de elementos finitos (HTRI) com refinamento adaptativo em estudos de problemas geológicos permitiu uma considerável automação da tarefa e, assim, uma diminuição da subjetividade na execução do trabalho. Este aspecto, na verdade, viabilizou o uso dos programas de elementos finitos por um maior número de técnicos sem especialização na área. A pesquisa ainda resultou em um ganho significativo com relação aos pacotes comerciais existentes (eg., ANSYS) no que diz respeito ao tempo dispensado para uma simulação completa, com uma conseqüente economia de mão de obra, e ao controle de erro, com um salto de qualidade até então não alcançado nas aplicações geológicas do MEF.

Conseguiu-se, a exemplo do programa HTRI, uma melhor adaptação do programa TTHERM aos computadores PC386. Atualmente, o TTHERM aproveita melhor os recursos de memória estendida dos microcomputadores e, assim, permite a execução de simulações complexas nessas plataformas.

Conseguiu-se modificar, com êxito, os programas Lopatin e de modelagem cinética para quantificar a geração de óleo em qualquer ponto da seção simulada.

A aplicação do programa HTRI em uma seção com domo de sal mostrou diferenças de temperatura em torno de 10% com relação a um estudo semelhante efetuado por Barbosa (1990), no qual foi utilizado o pacote comercial ANSYS. Neste pacote comercial, assim como em outros, estes erros ocorrem em razão da inexistência de refinamento de malha.

Foi realizada uma análise através do programa THERM, para se verificar a influência térmica de uma intrusão de um dique de diabásio na geração de óleo. Os resultados obtidos mostram que a taxa de transformação de óleo varia bruscamente em um pequeno intervalo de distância a partir do dique.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allaire, P. - 1985 - **BASICS OF THE FINITE ELEMENT METHOD** - Solid Mechanics, Heat Transfer, and Fluid Mechanics. W. C. Brown Publishers. 691 p.
- Barbosa, M.S.C. - 1990 - Influência de um Diápiro de Sal na História Térmica de uma Bacia Sedimentar: um Exemplo na Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto. 146p.
- Robertson, E.C. - 1988 - **THERMAL PROPERTIES OF ROCKS**. United States Department of the Interior Geological Survey. Open - File Report 88-441, 106p.



# A DEFORMAÇÃO DOS SEDIMENTOS DA SERRA CENTRAL NO EXTREMO-NORTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS - UM SISTEMA DE EMPURRÃO SOBRE RAMPAS OBLÍQUAS

BERTOLDO, A. L. - (CPRM/RJ)

## INTRODUÇÃO

Situada no extremo-norte do estado de Minas Gerais, a serra Central ocorre numa forma alongada segundo a direção N-S, paralela à Serra do Espinhaço a leste. Com altitude em torno de 1.000 metros, interpõe-se entre as superfícies topograficamente rebaixadas da Bacia do São Francisco a oeste e da faixa degradada de rochas granitóides do embasamento a leste, que a separa da Serra do Espinhaço.

A área pesquisada corresponde à extremidade norte da serra, flexionada na direção NE, na altura da cidade de Espinosa, próximo da divisa com o estado da Bahia (Fig.1).

O único levantamento geológico sistemático existente na área foi executado pelo Projeto Leste do Tocantins - Oeste do Rio São Francisco, na escala 1:250.000 (Costa et al., 1976), que caracterizou as rochas aflorantes como uma seqüência rítmica variada de arenitos impuros e metapelitos, correlacionados ao Grupo Espinhaço Superior, Supergrupo Espinhaço, do Proterozóico Médio. Quanto à deformação das rochas, Costa et al. (op. cit.) relatam que "... a Serra Central desenvolve um padrão desarmônico, de difícil classificação, possivelmente gerado por dobramentos".

A sul da área investigada (abaixo do paralelo 15° S), a Serra Central foi objeto de mapeamento geológico na escala 1:50.000 - Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond et al., 1980). Segundo os autores, a Serra Central seria constituída, inferiormente, por delgadas intercalações alternadas de termos areníticos e pelíticos - Ritmitos da Serra Central - e, superiormente, por arenitos feldspáticos e quartzo-arenitos - Arenitos da Serra Central -, correlacionados à "Unidade Superior" do Grupo Macaúbas (Moraes & Guimarães, 1930), Supergrupo São Francisco, do Proterozóico Superior.

O objetivo do presente artigo é divulgar alguns dos resultados obtidos quando da realização dos trabalhos para a tese de mestrado do autor (Bertoldo, 1993).

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na extremidade norte da Serra Central, afloram arenitos puros, esbranquiçados, com abundantes estratificações cruzadas acanaladas e pelitos creme, amarelados, cinza-claro a avermelhados, finamente laminados, definindo duas seqüências sedimentares:

uma inferior, predominantemente arenítica, e outra superior, pelítica (Fig. 2).

Lateralmente às rochas pelíticas, em áreas de nível topográfico inferior e de relevo peneplanizado, ocorrem paraconglomerados cinza-esverdeados, amarelados quando alterados, de matriz arenopelítica, com seixos/grânulos/fragmentos, de tamanho e arredondamento variáveis, de composição granítica, calcária e pelítica. Essas rochas diamictíticas, correlacionadas ao Grupo Macaúbas, estão em contato a noroeste com as rochas calcárias do Grupo Bambuí.

Os arenitos e pelitos, correlacionados ao Supergrupo Espinhaço, têm continuidade física com os arenitos e pelitos da Serra de Monte Alto, no vizinho estado da Bahia. Porém, enquanto esses últimos apresentam-se sem deformação aparente, na Serra Central encontram-se intensamente deformados e localmente mostram evidências de terem sofrido um metamorfismo incipiente.

Os dobramentos da Serra Central constituem-se numa sucessão de meganticlinais e megassinclinais, passíveis de observação nas fotos aéreas, com dobras menores associadas vergentes para NW e clivagem de plano axial mergulhante para SE. As figuras 2 e 3 mostram a localização e geometria desses dobramentos, abertos no centro, e no lado noroeste da serra e mais apertados na proximidade do contato com as rochas do embasamento a sudeste. No flanco oeste da serra, onde se verifica a inflexão das direções morfoestruturais NE para NS, as rochas areníticas apresentam uma deformação mais intensa, com dobramentos mais apertados e zonas de cisalhamento, que mascaram a definição dos megadobramentos. Os principais alinhamentos estruturais, de direção NE-SW, correspondem a falhamentos, que localmente associam-se a dobras de arrasto, indicando uma movimentação transcorrente dextral.

No topo da serra afloram arenitos com foliação apresentando valores angulares variáveis, mas com mergulhos constantes para SE. O acamamento ora mergulha para SE, ora para NW, e as lineações de intersecção, definindo os eixos de dobramento, têm direção NE. As lineações minerais normalmente formam um "rake" de baixo valor angular e localmente observam-se estratificações cruzadas com os "sets" torcidos paralelamente ao plano da foliação, no sentido de movimento dextral.

A medida que nos afastamos no sentido noroeste da escarpa sudeste da serra, a intensidade de deformação decresce e, a noroeste, na proximidade do contato com a unidade pelítica, os arenitos não mais

exibem a foliação secundária. No domínio arenítico ocorrem "tension gashes" definindo zonas de cisalhamento rúptil de direções N 70° E (dextral) e N 35° W (sinistral), coerentes com esforços compressivos de direção E-SE e W-NW.

As rochas pelíticas estão dobradas de maneira semelhante aos arenitos. A clivagem ardósiana, mergulhante para SE, gera uma lineação de intersecção na superfície das camadas paralela aos eixos NE das dobras abertas de dimensões métricas, visíveis na superfície do terreno.

O contato das rochas pelíticas com as rochas diamictíticas do Grupo Macaúbas encontra-se encoberto na superfície plana e rebaixada da região. Ao longo da estrada, que sai da localidade de Itamirim e acompanha o curso do riacho Pedra Branca de Cima até a Serra Central, atravessa-se o contato entre as duas unidades. Os diamictitos dispõem-se lateralmente aos pelitos e mostram uma foliação constante, paralela à foliação secundária das rochas pelíticas adjacentes.

Na margem norte da Lagoa Grande, os calcários e siltitos do Grupo Bambuí, sobrepostos às rochas diamictíticas do Grupo Macaúbas, também mostram dobramentos suaves de eixo NE, concordantes aos dobramentos apresentados pelas rochas pelíticas e areníticas da Serra Central.

## CONCLUSÃO

Os dobramentos e falhamentos da Serra Central estão relacionados à deformação compressiva de direção-geral E-W, vergente para W e de intensidade decrescente de E para W, descrita na região por Bertoldo (1993). A participação das rochas granito-gnáissicas do embasamento nessa deformação, com foliações, lineações minerais e estrias tectônicas, definindo uma cinemática reversa e dextral, faz com que essas rochas se encontrem empurradas sobre os sedimentos da Serra Central.

O quadro estrutural apresentado corresponde ao de um típico sistema de empurrão sobre rampa oblíqua, com um componente de rejeito direcional associado (Butler, 1982) que, no caso, corresponde a falhas transcorrentes de movimentação dextral. O bloco-diagrama da figura 3 representa essa situação.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BERTOLDO, A. L. Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento, entre as Serras do Espinhaço Setentrional e as Serras de Monte Alto (BA) e Central (MG). Rio de Janeiro: 1993, 87p. Tese (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1993.
- BUTLER, R. W. H. The terminology of structures in thrust belts. *J. of Structural geology* v.4, n.3, p.239-245, 1982.
- COSTA, L. A. M. et al. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco; relatório final. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 1976. 12v.
- DRUMOND, J.B.V. et al. Projeto Porteirinha-Monte Azul; relatório final. Belo Horizonte: CPRM/DNPM, 1980. 7v.
- MORAES, L. J., GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera no norte de Minas Gerais. *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.2, n.3, p.153-186, 1930.

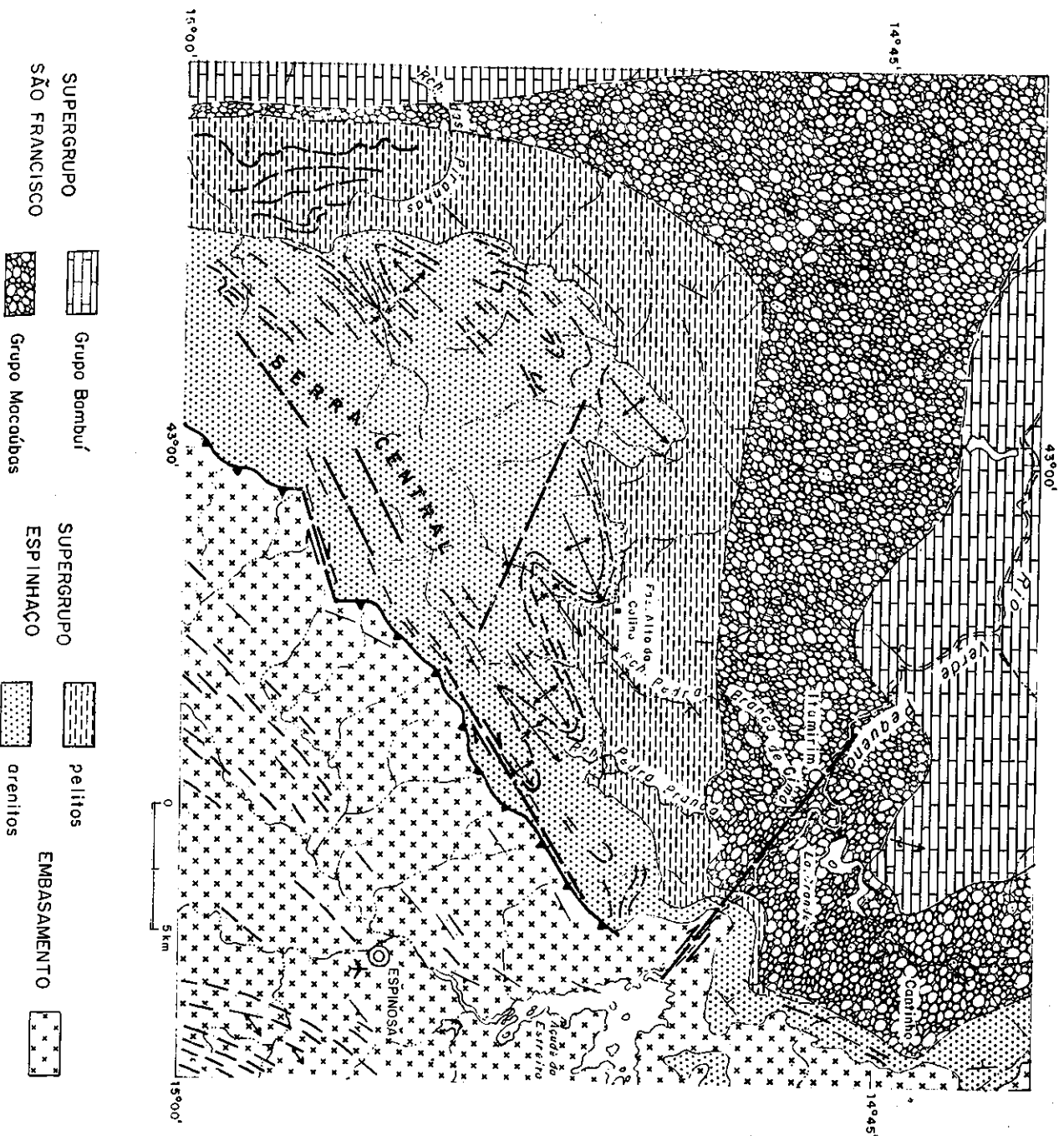


Fig. 2 - Mapa geológico da extremidade norte da Serra Central e arredores.

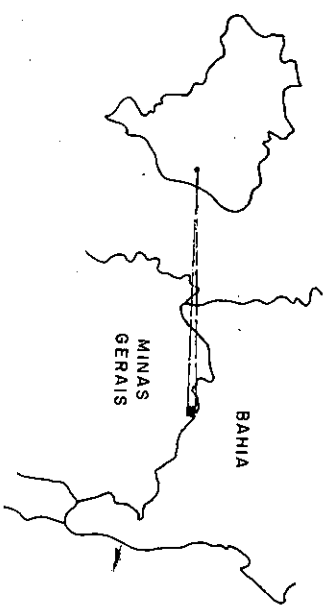


Fig. 1 - Mapa de localização.

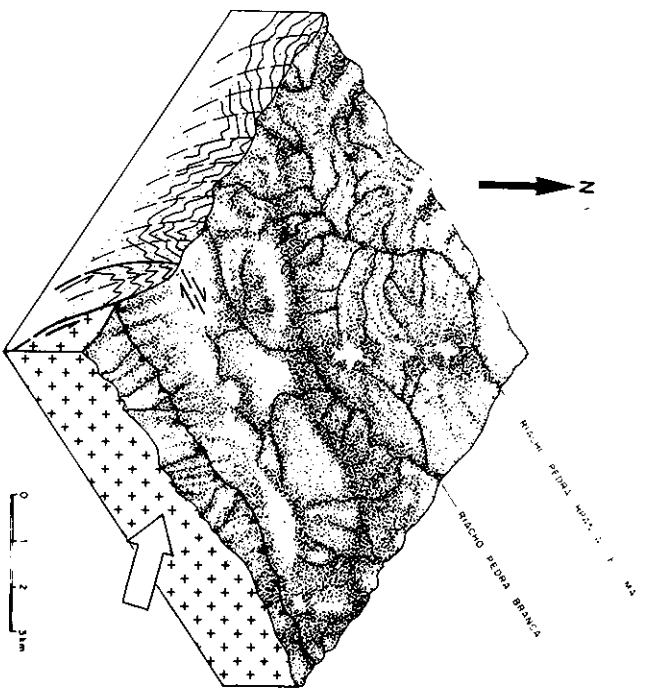


Fig. 3 - Bloco-diagrama mostrando o empurrão das rochas granito-gnáissicas do embasamento sobre os arenitos da Serra Central.

## ANÁLISE PRELIMINAR DE LINEAMENTOS NA PROVÍNCIA ESTRUTURAL DO TOCANTIS

STRIEDER, ADELIR JOSÉ - CPGQ - IGEO - UFRGS  
NILSON, ARIPLINIO ANTÔNIO - GMP - IGEO - UNB

### INTRODUÇÃO

A Província Estrutural do Tocantis (PET) ainda não dispõe de um arcabouço estrutural de grande escala, a partir do qual se poderia realizar análises geométricas e cinemáticas dos deslocamentos tectônicos. Em princípio, se é aceito que a PET se desenvolveu por um grande episódio convergente (Strieder & Nilson 1991), deve-se procurar definir um arranjo de falhas relacionadas a este episódio. O arranjo de falhas regionais certamente contribuirá para a elaboração de um arcabouço tectônico para a PET, pois trará informações sobre a geometria e a interrelação destas falhas; ele também irá por em evidência estruturas tectônicas de primeira ordem, adequadas às análises cinemáticas e dinâmicas. Adicionalmente, um arcabouço tectônico será útil nas correlações regionais, pois qualquer tipo de correlação está limitada pelas falhas limítrofes das unidades tectono-estratigráficas. A própria restauração estrutural dos deslocamentos das falhas deve ser aperfeiçoada para executar as correlações, devido a raridade dos registros fósseis em terrenos Precambrianos.

Este artigo pretende apresentar os resultados da foto-interpretação visual de lineamentos realizada nas porções Central e Sudeste da SPB (Fig. 1). A análise de fotolineamentos é discutida por Strieder & Amaro (em prep.). O produto da análise é apresentado na forma de um Mapa de Lineamentos de forma estrutural; no caso da PET (Strieder 1993), os lineamentos foram tomados a partir de imagens de papel (TM5, escala 1:250.000) e podem ser descritos como superfícies deformacionais penetrativas paralelizadas aos limites litológicos e, na parte menos deformada localizada a Leste, como superfície de acamamento (lineamentos Tipo 1).

### LOCAÇÃO DAS FALHAS DE EMPURRÃO A PARTIR DE SENSORES REMOTOS.

As estruturas penetrativas que dão origem aos lineamentos de forma estrutural geram texturas superficiais de acordo com as características deformacionais de um terreno específico. Estas texturas superficiais podem ser posteriormente modificadas pela atividade geomórfica; porém, dependendo da intensidade das atividades geomórficas e da distribuição regional das heterogeneidades estruturais, pode-se sempre distinguir zonas texturalmente homólogas. Na PET, a

atividade geomórfica modificadora é representada por duas superfícies pós-tectônicas de peneplanização: Sul-americana e Velhas. O estabelecimento dos processos geomórficos atuais controla as texturas superficiais e as feições estruturais mais importantes.

O regime tectônico colisional frontal na PET (Strieder 1993) desenvolveu uma série de falhas inversas de baixo ângulo (f.e.), cuja extensão e distribuição não é ainda conhecida. A localização regional destas falhas pode ser detectada a partir de suas escarpas, apesar deste tipo de escarpa ser morfologicamente variável e lateralmente descontínua (Stewart & Hancock 1990). Entretanto, as escarpas relacionadas às f.e. não são verdadeiras escarpas de falha, mas, sim, as margens de uma lâmina de cavalgamento; por isso, é aqui utilizado o termo **escarpa de frente-de-empurrão (e.f.-e)**, como sugerido por Stewart & Hancock (1990). As e.f.-e. são coincidentes com o traço emergente das f.e.. Outra característica importante das e.f.-e. é o comum desenvolvimento de reentrâncias que apontam para o sentido de mergulho da falha.

A forte atividade geomórfica pós-tectônica na PET degradou as e.f.-e. e isto levou ao desenvolvimento de escarpas residuais. O reconhecimento da continuidade lateral das escarpas é bastante afetado pela degradação, já que ela remove as elevações geradas por falhas, ou as recobre com as lateritas. Deste modo, a identificação da continuidade lateral do traço das f.e. a partir da interpretação visual dos lineamentos é uma tarefa de elementos visuais adicionais para realizar a sua locação.

Por meio da utilização dos lineamentos tipo 1, Strieder (1993) desenvolveu um método para traçar a continuidade lateral das f.e.. O método é baseado na pressuposição de que as f.e. separam zonas texturalmente homólogas; isto significa que as f.e. separam lâminas de cavalgamento com lineamentos característicos (orientação, comprimento, largura e padrão de distribuição regional), porque cada lâmina de cavalgamento possui suas próprias características deformacionais.

Verificou-se que o truncamento dos lineamentos tipo 1, sejam associados ou não às e.f.-e., são elementos muito úteis para localizar o traço das f.e. (Strieder 1993). Uma lâmina individual de cavalgamento é deslocada num tempo e numa direção definidos e é internamente deformada por mecanismos de dobramento e de falhamento próprios. Então, o deslocamento da lâmina de cavalgamento

produz seu próprio padrão de distribuição regional de lineamentos. Este padrão é normalmente diferente daquele produzido nas lâminas superiores e inferiores. A atividade geomórfica, apesar do seu efeito na degradação das frente-de-empurrão, não elimina complementemente o truncamento dos lineamentos junto ao traço das f.e.

Este método foi desenvolvido a partir de observações locais na região de Santa Cruz de Goiás (Strieder 1993), onde as imagens TM5 foram utilizadas para local falhas inversas de baixo - a alto-ângulo desenvolvidas pela fase deformacional D<sub>3</sub>. A locação destas falhas foi usada como guia para o mapeamento geológico e foi confirmada pela repetição estrutural de estratos litológicos, ou pela presença de crenulações microcisalha (Strieder 1993). O mapeamento geológico (escala 1:50.000), fotografias aéreas (escala 1:60.000) e imagens TM5 (escala 1:100.000) melhoraram profundamente o reconhecimento das falhas inversas.

O mapa de lineamentos permite que este método seja testado em escala regional. Foram selecionados alguns locais onde os lineamentos apresentam claros truncamentos para situar perfis geológicos-estruturais e, assim, avaliar a presença de f.e.. O primeiro perfil está localizado a Oeste de Brasília, no bordo Sul da Serra Miguel Inácio. Esta serra é uma elevação larga, edificada sobre rochas dolomíticas (esteiras algais e estromatólitos localizados), ardósias, metassiltitos e quartzitos, genericamente agrupadas na designação Metassedimentos de baixo grau Paranoá (M.P.). A Serra do Miguel Inácio é caracterizada por lineamentos finos, pouco espaçados e dispostos na direção N-S. A Serra do Miguel Inácio é contornada a Norte, Oeste e Sudoeste pelos Metassedimentos de médio grau Araxá. Os lineamentos dos Metassedimentos Araxá estão dispostos ao longo do contorno da Serra Miguel Inácio, de tal maneira que eles são perpendiculares aos lineamentos dos M.P. O truncamento dos lineamentos ao redor da Serra do Miguel Inácio marca o traço de uma f.e. (Fig. 2A), denominada Falha de Empurrão Principal de Brasília (FEPB). Na Serra do Miguel Inácio, a FEPB apresenta uma ampla reentrância que permite estimar o deslocamento mínimo da Lâmina de Cavalgamento da *Nappe* de Abadiânia (LCNA) sobre os M.P.: 90 km. Esta reentrância estrutural define uma sintaxe tectônica (Strieder & Nilson 1991), denominada Sintaxe Tectônica de Brasília (STB). A STB está associada com importante inflexão de lineamentos do tipo 1 e de fortes anomalias gravimétricas lineares; estes elementos dão origem à Mega-inflexão dos Pirineus (MIP), que resulta da indentação de uma cunha rígida durante a tectônica colisional frontal Neoproterozóica da PET A inflexão dos lineamentos na LCNA torna possível medir um deslocamento mínimo de aproximadamente 250 km (Strieder 1993).

O segundo perfil está localizado a Sul do primeiro, ao longo da Rodovia GO-010. Este perfil cruza as chapadas das Covas e Deus-me-Livre, que são platôs estreitos e longos desenvolvidos pela superfície de peneplanização Sul-

americana. No bordo Sul deste platô, a LCNA está cavalgada sobre os M.P. por meio da FEPB; no bordo Norte, entretanto, os M.P. estão sobre a LCNA, por meio de uma falha inversa localmente de alto-ângulo (Fig. 2B). Esta última falha viola uma organização inicial de lâminas de cavalgamento, de modo que ela é denominada Falha de Duplicação da Chapada das Covas (FDCC). Para Oeste, o platô que expõe os M.P. torna-se mais estreito e, então, desaparece; porém, o traço da FDCC é ainda reconhecível por meio do truncamento dos lineamentos. O segmento Oeste da FDCC acomoda movimentos transcorrentes, pois ele é paralelo à direção de transporte tectônico fixada pela MIP; em direção ao segmento frontal N-S, a componente de rejeito segundo o mergulho aumento de importância e viola a organização original das lâminas de cavalgamento. A escarpa da FDCC e seus lineamentos associados prolongam-se para Sul e truncam outras e.f.e..

O terceiro perfil foi locado a Oeste, ao longo da Rodovia GO-070. O perfil cruza um importante conjunto de lineamentos, produzidos pelos Metassedimentos Araxá (quartzitos) e por gnaisses tonalíticos (unidade do *Greenstone belt* de Goiás); esta feição linear pronunciada é denominada de Serra Dourada. Observou-se que as unidades do *Greenstone belt* de Goiás foram empurradas por sobre a LCNA; este cavalgamento desenvolveu uma dobra sinformal nas unidades litológicas de lapa e modificou localmente o sentido de vergência conforme indicado pelas estruturas de pequena escala. A atividade geomórfica pós-tectônica foi mais intensa nos gnaisses tonalíticos do *Greenstone belt*, de modo que a exposição da lâmina superior de cavalgamento retraiu-se para Oeste. A retração da lâmina de cavalgamento e a maior resistência do quartzito à atividade geomórfica resultou numa e.f.e. obsequente. Estes elementos foram utilizados, durante um período, para interpretar vergências direcionais para Oeste e para Norte (Dardenne et al. 1981, Simões & Fuck 1984).

## ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PET

Os critérios para a locação de f.e.a partir de imagens de satélite foram discutidos e testados na seção anterior. As e.f.e. e o truncamento de lineamentos assinalam a melhor localização da emergência de f.e.. Nesta seção será discutido o arranjo geral destas falhas, surgido a partir do sensoramento remoto dos lineamentos da SPB. Os traços superficiais das f.e. definidas por este método dão origem a um padrão geométrico de falhas de empurrão, de modo a compor o arcabouço tectônico da SPB. Este arcabouço tectônico torna possível definir a extensão regional de cada lâmina de cavalgamento.

A SPB apresenta f.e. lateralmente descontínuas (Fig. 1). Esta descontinuidade ocorre de duas maneiras:

1. pela convergência dos traços das falhas;
2. pelo truncamento dos traços das falhas.

Lineamentos do tipo 1 de e.f.-e. contíguas podem apresentar-se em relações de baixo-ângulo; vistos numa escala ampla, os lineamentos parecem convergir, embora observações de detalhe possam revelar truncamentos. Neste caso, o traço das f.e. contíguas parecem juntar-se e prosseguirem como uma única falha; o ponto de junção representa a emergência da linha de ramificação da f.e. (*branch point*: ponto de ramificação). A convergência dos traços de falha pode representar a ramificação de falhas dentro de uma sequência propagante de empurrões.

Há locais, no entanto, onde os lineamentos de uma determinada e.f.-e. e o próprio traço da falha cortam, em relações de alto-ângulo, os lineamentos e os traços de lâminas de cavalgamento inferiores. Neste caso, apesar da junção dos traços de falhas ainda representar um ponto de ramificação, ele é visto como uma estrutura superposta que viola uma estrutura prévia. Este é o caso para os lineamentos da escarpa da FDCC; a Sul da Chapada das Covas, os lineamentos da escarpa da FDCC seccionam claramente os lineamentos de escarpa das lâminas de cavalgamento inferiores. Isto também ocorre para o segmento duplicado Oeste da FEPB, principalmente a Sul de Catalão.

A extensão regional dos traços das f.e. também revela estruturas *klippen*. A intensidade da atividade erosional impressa sobre lâminas de cavalgamento de largo deslocamento favorece o aparecimento destas estruturas. O maior *klippe* identificado localiza-se a Leste de Patrocínio e permite medir um deslocamento mínimo de 36 km para a Lâmina de Cavalgamento Vazante (LCV). Alguns outros pequenos *klippen* podem ser observados a Norte e a Sul do *klippe* de Patrocínio.

Cada lâmina de cavalgamento definida por meio do truncamento dos lineamentos tipo 1 irá apresentar suas próprias texturas internas. Esta textura de lineamentos é definida por atributos especiais, tais como: densidade, tendência ao agrupamento, distribuição geométrica, comprimento, largura e orientação azimutal. As feições texturais desenvolvidas em cada lâmina de cavalgamento fornecem uma visão ideal das estruturas de larga escala e pode revelar indicadores cinemáticos estruturais de larga escala. Os melhores exemplos de estruturas que funcionam como indicadores cinemáticos são as inflexões estruturais de Goiânia, Santa Cruz de Goiás, Serra do Fundão, Araxá e Serra da Canastra (Strieder 1993); estas inflexões representam estruturas de deslocamento diferencial da LCNA. Estas inflexões dos lineamentos do tipo 1 permitem medir deslocamentos mínimos das lâminas de cavalgamento (Coward & Potts 1983). Strieder (1993) mediu deslocamentos mínimos da ordem de 73 km (no Norte, Inflexão de Goiânia) a 237 km (no Sul, Inflexão da Serra da Canastra).

Mapas regionais de lineamentos do tipo 1 também permitem definir as falhas limítrofes de um determinado episódio de convergência. No caso da SPB, a falha limítrofe principal inferior do evento

colisional Neoproterozóico passa nas proximidades de Urucua e de Abaeté (MG) e é denominada de Falha Limítrofe Inferior Urucua-Abaceté (FLIUA) Ela separa os terrenos alóctones, a Oeste, dos terrenos para-autóctones a autóctones a Leste. O mesmo procedimento será aplicado para definir a falha limítrofe superior da PET a Oeste.

## CONCLUSÕES

A análise visual dos lineamentos tipo 1 na SPB tornou possível reconhecer o arranjo geométrico regional das f.e.. Este arranjo é destacado pela variável morfológica das e.f.-e. e pelos truncamentos dos lineamentos do tipo 1. Este arranjo dá origem, então, a um arcabouço tectônico de f.e. lateralmente descontínuas. Alguns perfis regionais foram selecionados a partir do Mapa de Lineamentos, de modo a testar o método desenvolvido para locar as f.e.. Em cada um dos casos, demonstrou-se a aplicabilidade do método desenvolvido. Assim, este método parece ser o mais adequado para caracterizar o arcabouço tectônico da PET.

A partir do arranjo dos traços de f.e. foi possível reconhecer convergências e truncamentos das f.e.. As convergências são interpretadas como ramificações (*splays*) emergentes de uma sequência propagante de lâminas de cavalgamento. Os truncamentos, entretanto, são interpretados como estruturas de violação de um arranjo original.

A distribuição geométrica dos lineamentos tipo 1 em cada lâmina de cavalgamento destaca outra importante feição tectônica. Esta feição está melhor desenvolvida na LCNA. Ela é expressa por várias inflexões dos lineamentos tipo 1, que apontam, em conjunto, para uma única direção de deslocamento da lâmina de cavalgamento (S70-80E); esta direção é compatível com a indentação e a inflexão de lineamentos desenvolvida na MIP. Estas feições tectônicas indicam um regime colisional frontal para a estruturação Neoproterozóica da PET (Strieder 1993).

A interpretação regional visual dos lineamentos tipo 1 na SPB está, entretanto, incompleta, na medida em que é baseada predominantemente em características 2D. O aporte de dados estruturais e litológicos ao Mapa de Lineamentos contribuirá para uma melhor interpretação e restauração tectônica. Deste modo, o Mapa de Lineamentos pode ser utilizado para selecionar áreas onde serão conduzidos estudos mais detalhados. A análise de lineamentos nas áreas selecionadas revelará feições estruturais adicionais e melhorará a interpretação tectônica regional.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos Profs. V.E. Amaro (UFRN) e Paulo R. Menezes (UnB) pelas discussões críticas para a elaboração do Mapa de Lineamentos. Agradecem também a RTDM Ltda., na pessoa dos geólogos Gustavo Gomes, Marcos Diógenes e

Noevaldo Teixeira, pelo apoio financeiro nos trabalhos de campo e na aquisição de imagens de satélite.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COWARD, M.P. & POTTS, G.J. 1983. Complex strain pattern developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Jour. Struct. Geol.*, 5(3/4): 383-399.
- DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. & FUCK, R.A. 1981. Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada - GO. IN: *Simp. Reg. Geol. Centro-Oeste*, 1, Goiânia, 1981, Ata... Goiânia, SBG/GO, p. 664-680.
- SIMÕES, L.S.A. & FÜCK, R.A. 1984. Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás. IN: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, 1984, Anais... Rio de Janeiro, SBG/RJ, V. 5:3181-3195.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. What is a fault scarp? *Episodes*, 13(4):256-263
- STRIEDER, A.J. 1993a. Deformação e metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás - Correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. Brasília. 258 p. (Tese de Doutorado, IG/UnB). (inédito).
- STRIEDER, A.J. 1993b. Bases metodológicas para o estudo estrutural e tectônico da Província Estrutural do Tocantins, Brasil Central. SBG - Núcleo Centro-Oeste, Boletim nº 17, no prelo.
- STRIEDER, A.J. & AMARO V.E. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. Em preparação...
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1991. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(3): no prelo.

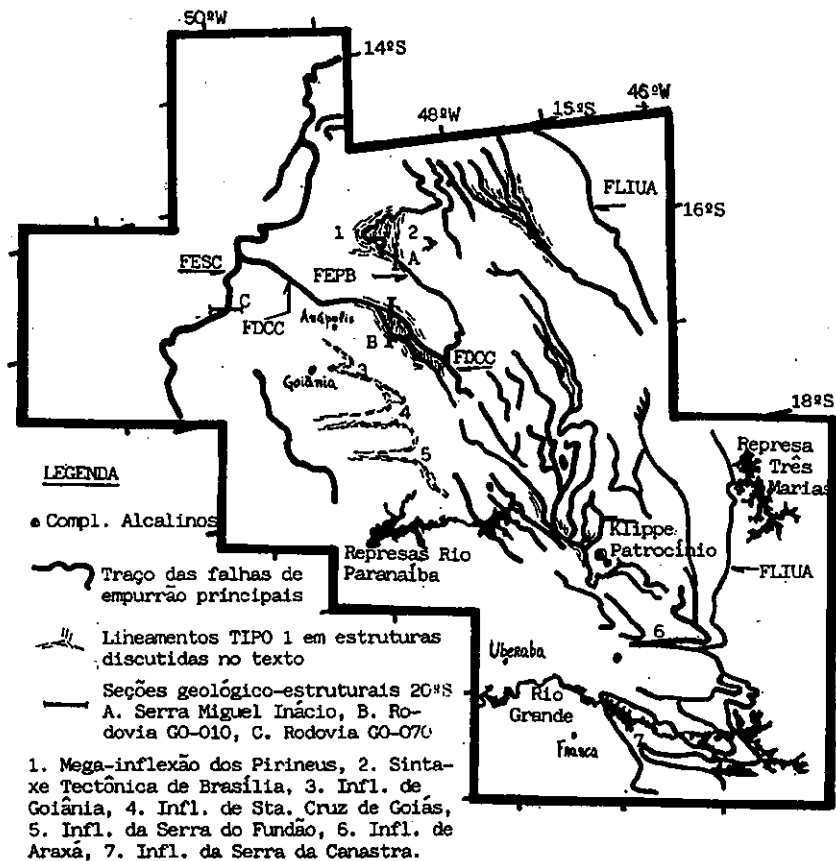


FIGURA 1. Esboço do arcabouço estrutural da SPB, parte meridional. O arcabouço constitui a interpretação do Mapa de Lineamentos da Região Centro-Oeste (Strieder 1993a).

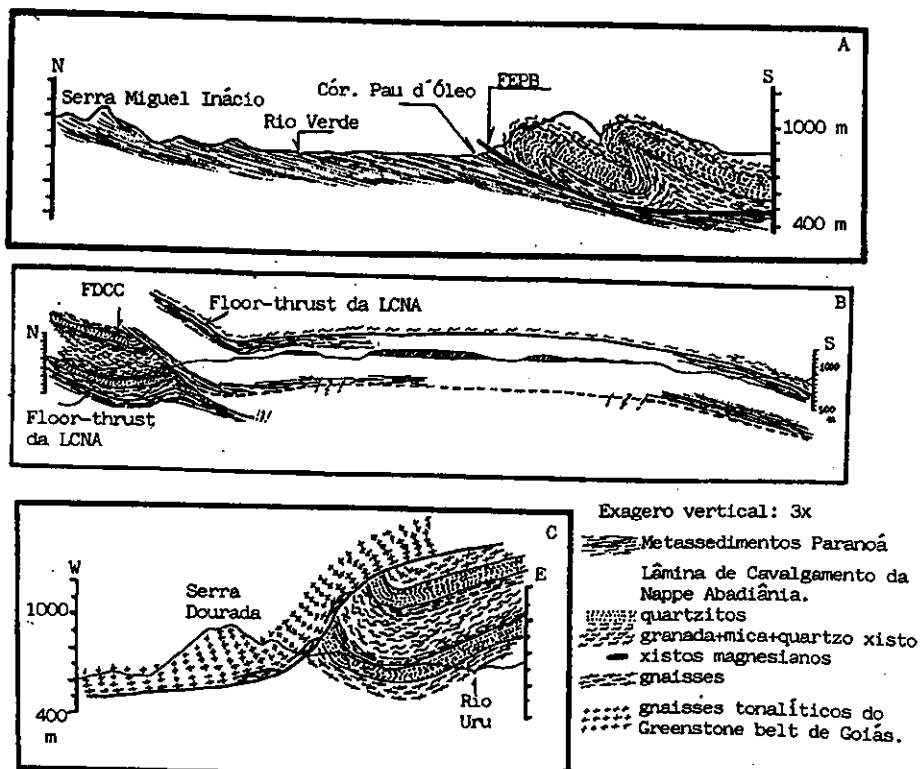


FIGURA 2. Seções geológico-estruturais selecionadas a partir do Mapa de Lineamentos, A. Serra Miguel Inácio: cavalgamento da LCNA sobre os Metassedimentos Paranoá; B. Rodovia GO-010: duplicação da lâminas de cavalgamento por meio da FDCC; C. Rodovia GO-070: cavalgamento da unidades do Greenstone belt de Goiás sobre a LCNA.



## CARACTERIZAÇÃO DA NAPPE DO GRUPO CANASTRA NA REGIÃO DA SERRA DA PACIÊNCIA, OESTE DE MINAS GERAIS

JÚLIO MURILO MARTINO PINHO - (IG-UNB)

MARCEL AUGUSTE DARDENNE - (GRM-IG-UNB)

JÚLIO COELHO FERREIRA DE SOUZA - (IG-UNB)

CARLOS ALBERTO ROSIÈRE - (IGC-UFGM)

### INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é descrever as relações de contato entre as litologias do Grupo Canastra e da Formação Vazante na região de Coromandel - Guarda-Mor, com ênfase na porção fisiograficamente conhecida como Serra da Paciência, a sul do Rio Paranaíba, objeto de recentes estudos.

### GEOLOGIA REGIONAL

Foram identificadas duas grandes unidades estratigráficas distintas: o Grupo Canastra e a Formação Vazante.

O Grupo Canastra, inicialmente definido como Formação Canastra (Barbosa, 1955) foi subdividido por Almeida (1967) em duas formações: Cristalina, basal e constituída por quartzitos, e Paracatu, de topo e predominantemente pelítica. Campos Neto (1979, 1984) trabalhando na região de Guarda-Mor, divide o Grupo Canastra em três unidades, sendo duas quartzíticas e uma filito-quartzítica. Pereira (1992) reconhece, da base para o topo, filitos, quartzofilitos, quartzitos micáceos, quartzitos e ortoquartzitos.

A Formação Vazante ocorre em uma faixa de direção aproximadamente norte-sul, desde as proximidades de Unai, a norte, até a sul de Coromandel, estando inteiramente situada no oeste-noroeste do Estado de Minas Gerais. Segundo Dardenne (1978), na região de Paracatu-Vazante observa-se, de leste para oeste, três sequências metasedimentares distintas: a sequência ardosiana da Serra do Garrote, a sequência ardosiana dolomítica de Vazante e sequência filito quartzítica de Paracatu. As duas primeiras interdigitam-se lateralmente enquanto a terceira faz contato tectônico por cavalgamento com estas.

### GEOLOGIA LOCAL

A geologia da região enfocada pode ser subdividida, de oeste para leste, em três domínios principais, conforme a unidade estratigráfica (fig.2). O primeiro domínio, Coromandel, é constituído pelas litologias do Grupo Canastra, notadamente alternâncias de filitos e quartzitos. O segundo domínio, Rio Santo Inácio, de ocorrência na região central, é constituído pela Formação Vazante,

ardósias, metassiltitos e metadiamicritos principalmente. O terceiro domínio, Serra da Paciência, no extremo leste, novamente é constituído pelo Grupo Canastra. Os domínios 1 e 3 se unem na porção sul da área.

O Grupo Canastra, aflorante principalmente nas cotas altimétricas mais altas da região nas imediações de Coromandel e da Serra da Paciência, é constituído por alternâncias de sequências predominantemente quartzíticas com sequências predominantemente filíticas, havendo gradações laterais e verticais tanto inter- quanto intra-sequência. Este grupo é muito bem caracterizado pelas conspícuas exsoluções de quartzo interestratais, observáveis em toda a área estudada, com aumento na quantidade delineando as superfícies tectônicas. O grau de metamorfismo, facies xisto verde baixa, zona da clorita, é critério suficiente para individualizá-lo com relação à Formação Vazante, onde há no máximo a ocorrência de ardósias. A direção, tanto da xistosidade, quanto do acamamento, é preferencialmente para NW com mergulho em torno de 30° para SW ou, subordinadamente, para NE, nas regiões mais deformadas, onde uma foliação milonítica paralela a sub-paralela ao acamamento foi descrita por Bacelar (1989), Alkmin et al. (1989), Pereira (1992) e Pinho e Dardenne (1993, este volume). Nas regiões menos deformadas há uma diferença entre 20 e 30° entre o mergulho da foliação (40 a 60°) e o acamamento (20 a 45°)

A Formação Vazante (Dardenne, 1978, 1981), aflorando nas cotas altimétricas mais baixas da região na porção a sul do Rio Paranaíba, é constituída principalmente por uma sequência predominantemente ardosiana siltítica, bastante intemperizada e de coloração vermelha. Dispõe-se em bancos de espessura variável, gradando entre si, localmente havendo a presença de sequências rítmicas turbidíticas. Bancos de quartzitos finos foram algumas vezes descritos, assim como algumas lentes de dolomitos, dolomitos estromatolíticos e metadiamicritos. O grau metamórfico da Formação Vazante é muito baixo, sendo ardósia o produto máximo atingido, com o desenvolvimento de uma clivagem. A direção, tanto da clivagem quanto do acamamento, é preferencialmente para NE, com o mergulho da clivagem em torno de 60° e o do acamamento de 20 a 50° para NW (Dardenne, 1981; Pinho et al. 1989; Pinho, 1990). Falhas reversas e transcorrentes sinistrais estruturaram esta formação,

assim como dobramentos assimétricos com eixo NE-N e vergência para o Craton do São Francisco.

## RELAÇÕES DE CONTATO

As relações de contato entre o Grupo Canastra e a Formação Vazante foram analisadas por diversos autores, com maior ou menor consenso. Na região a sul de Coromandel este contato ocorre duas vezes, a oeste e a leste. O contato de oeste segue uma faixa de direção aproximadamente NW(N)-SE(S), vindo desde a norte de Guarda-Mor. É interpretado como resultante de nappe do Grupo Canastra sobre a Formação Vazante por Dardenne (1979), Campos Neto (1979), Bacelar (1989), Alkmin et al (1989) e Pereira (1992).

Já o contato de leste foi interpretado como sendo de empurrão no mapa ao milionésimo da Folha Belo Horizonte (Schobenhau et al, 1975) e no mapa geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Schobenhau et al., 1981). Bacelar (1989) o interpretou como sendo resultado da deposição dos metapelitos da Formação Vazante em volta de um alto estrutural do Grupo Canastra, desenvolvido ou realçado quando da abertura da "Bacia São Francisco".

Com o intuito de uma caracterização segura foram feitos vários perfis de direção leste-oeste na região dos contatos, tendo sido obtidos os seguintes dados:

O contato de oeste é feito pela justaposição da sequência filito-quartzítica do Grupo Canastra ( com direção NW, mergulho SW e mais alto topograficamente) sobre a sequência ardósiana siltítica da Formação Vazante (de atitude NE/NW e mais baixa topograficamente). Na região do contato há uma maior presença de exsolução de quartzo nos filitos, assim como uma maior deformação das rochas. O ângulo do contato varia entre 30 a 40°, dependendo da posição da região em relação aos dobramentos do Grupo Canastra e da Formação Vazante.

De forma semelhante ocorre o contato de leste, onde a Formação Vazante é tectonicamente sobreposta pelos filitos do Grupo Canastra, na região conhecida fisiograficamente como Serra da Paciência. Nos vários perfis efetuados e que propiciaram uma visão em três dimensões observou-se os filitos por cima das ardósias, em contato direto, com lineação de estiramento predominante fazendo ângulo de 90° com a direção, embora em algumas poucas vezes seja oblíqua a paralela. O ângulo de contato está por volta de 20 a 50°, também dependendo da posição deste em relação às dobras regionais. Devido ao contato tectônico, a Fm. Vazante encontra-se sobreposta pelo Grupo Canastra em diversos níveis estratigráficos, conforme os vários perfis realizados. As colunas da fig. 2 retratam apenas dois destes contatos.

A Formação Vazante na região da Serra da Paciência, possui o mesmo *trend* que a caracteriza até a região a norte de Vazante e que desaparece a sul, por baixo do Grupo Canastra, sem que este pareça ter, em algum momento, controlado a sua deposição como alto estrutural local. Isto se reforça com a constatação

que nos vários níveis de metadiamicctitos descritos não foi encontrado nenhum seixo que possa ser atribuído ao Grupo Canastra, como seria de se esperar. O alinhamento dos metadiamicctitos segundo a direção NE, que é a mesma do contato aflorante, é concordante com a estruturação de toda a bacia da Formação Vazante na região homônima, provavelmente controlado por grandes zonas de fraqueza do embasamento (Dardenne 1981; Pinho et al 1989; Pinho 1990), cuja direção difere daquela do Grupo Canastra.

Uma outra evidência para a existência da nappe é a provável janela da Formação Vazante nas proximidades do fechamento dos domínios 1 e 3, região da cabeceira do Rio Santo Inácio

## CONCLUSÕES

Na região de Coromandel foi caracterizada a extensão da nappe do Grupo Canastra por sobre as litologias da Formação Vazante, desde a região a norte de Guarda-Mor (Campos Neto, 1979; Dardenne, 1979; Bacelar, 1989; Alkmin et al., 1989; Pereira, 1992). Esta extensão abrange também a região conhecida como Serra da Paciência, sendo que a Formação Vazante aflora entre os domínios Coromandel e Serra da Paciência devido apenas a erosão dos metassedimentos atribuídos ao Grupo Canastra (fig. 2).

## AGRADECIMENTOS

JMMP e JCSF agradecem à CAPES a concessão de bolsa de pós-graduação. Os autores agradecem ao CNPq, à FAPEMIG e à Companhia Mineira de Metais os auxílios para a confecção deste.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- ALMEIDA, F.F.M. de (1967): *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. 36p. Boletim 241.
- ALKMIN, F.F.; CHEMALE, F.; BACELAR, L.A.P.; OLIVEIRA, S.R.P.; MAGALHÃES, P.M. (1989): Arcaísmo estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. IN: Simp. Geol. Minas Gerais, 5. Belo Horizonte, 1989. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG. bol.10, p.289-293.
- BACELAR, L.A.P. (1989) Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel - Três Marias - Conselheiro Mata, MG. Dissertação de mestrado. Ouro Preto. Universidade Federal de Ouro Preto. 132p. (inédito).
- BARBOSA, O. (1955): Guia de excursões. IN: CONGR. BRAS. GEOL., 9. Araxá Noticiário 3: 3-5. SBG, São Paulo.
- CAMPOS NETO, M.C. (1979): *Contribution à l'état des Brasíles: Lithostratigraphic et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest - nord - ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil)*. Tese de doutorado de 3º ciclo. Un. Pierre et Marie Curie Paris VI. 155p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M.C. (1984): Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região Vazante - Lagamar, MG). Rev. Bras. Geoc., 14(2): 81-91.
- DARDENNE, M.A. (1978): Zonação tectônica da borda ocidental do Craton do São Francisco. IN CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG, V.1, p.299-308.
- DARDENNE, M.A. (1981): Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. IN: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG/BA. p.140-156.

PEREIRA, L.F. (1992): Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. 73p. (inédito).  
 PINHO, J.M.M. (1990): Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante, MG. Dissertação de mestrado. Universidade de Brasília. 115p. (inédito).

PINHO, J.M.M.; DARDENNE, M.A. e RIGOBELLO, A.E. (1989): Evolução tectônica da mineralização de zinco de Vazante, MG. IN: Simp. Geol. Minas Gerais, 5. Belo Horizonte, 1989. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG. bol.10.  
 SCHOBENHAUS, C.; DIOGENES, A.C.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coord) (1981): Mapa Geológico do Brasil e área oceânica adjacente. Escala 1:2.500.000.

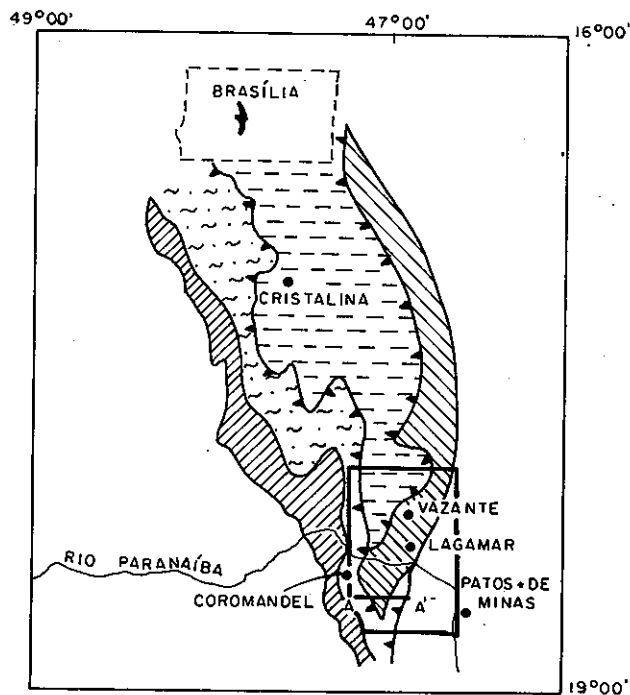
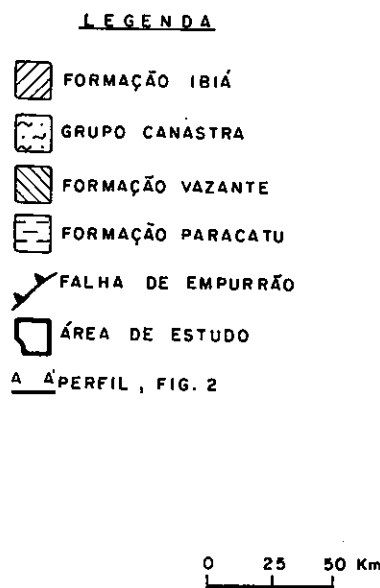
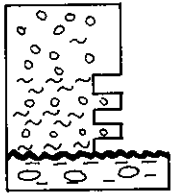


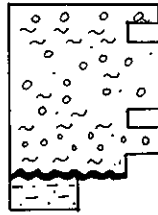
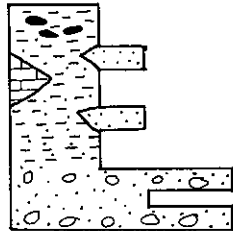
FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO, SEGUNDO MARINI ET AL (1984), MODIFICADO.

GRUPO CANASTRA

GRUPO CANASTRA



FORMAÇÃO VAZANTE



LEGENDA

GRUPO CANASTRA

- QUATZITOS
- ~ FILITOS

FORMAÇÃO VAZANTE

- ▨ ARDÓSIA E METASSILTITO
- QUARTZO FINO
- METACONGLOMERADO
- ▨ DOLOMITO
- ▨ METACONGLOMERADO INTRAFORMAÇÃO

~ CONTATO TECTÔNICO

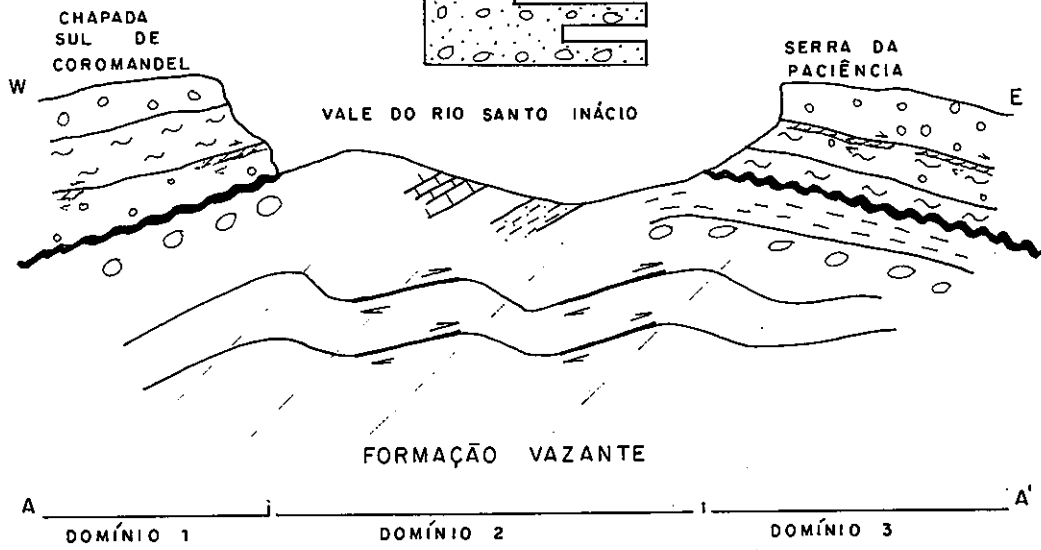


FIG. 2 - PERFIL A-A' ESQUEMÁTICO DA NAPPE CANASTRA SOBRE A FORMAÇÃO VAZANTE.

## COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS

**PEDRO ANGELO ALMEIDA ABREU** - CENTRO DE GEOLOGIA ESCHWEGE / IGC / UFMG  
**REINHARD PFLUG** - GEOLOGISCHES INSTITUT / UNIVERSITÄT FREIBURG (ALEMANHA)

### INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço representa uma cadeia de montanhas que se estende desde a região central de Minas Gerais até o extremo norte da Bahia, compondo uma faixa de direção N-S por cerca de 1200 Km (Fig. 1). O segmento meridional dessa serra (SdEM) estende-se por 300 Km desde o Quadrilátero Ferrífero (QF) até a região de Olhos D'água e é constituída principalmente por rochas quartzíticas de baixo grau metamórfico. A individualização dos segmentos (setentrional e meridional) da Serra do Espinhaço ocorreu ainda na fase rifte da bacia (ALMEIDA ABREU 1993, ALMEIDA ABREU & PFLUG, in press).

O Grupo Guinda compreende uma espessa pilha de sedimentos continentais (com algumas rochas vulcânicas associadas), relacionados a essa fase rifte. O início da extensão crustal está datada em  $\approx$  1750 Ma (MACHADO et al. 1989, ALMEIDA ABREU 1993) evoluindo claramente para um *simple shear rift* no sentido de WERNICKE (1985). Os processos de rifteamento foram termalmente controlados (Fig. 2) e evoluíram em 3 fases distintas. A extensão crustal culminou com a exposição do manto litosférico serpentinizado, quando se instalou uma bacia marinha-oceânica que precedeu a contração termal da área ocupada pelo rifte e determinou o fencimento dos processos de rifteamento.

Os sedimentos pós-contração termal da bacia são representados pelas unidades marinhas costeiras do Grupo Conselheiro Mata que afloram na faixa ocidental da SdEM.

### OS COMPARTIMENTOS ESTRUTURAIS MAIORES DA SdEM

A compartimentação tectônica da SdEM ressalta-se tanto em corte transversal à orientação do orógeno, como ao longo do eixo longitudinal da mesma (Fig. 3).

O notável aumento da deformação de W para E, ou seja, transversal ao alinhamento da SdEM, é perfeitamente coerente com o perfil dos orógenos de colisão, considerando que a direção em questão secciona desde a parte externa até a porção interna (proximal) dessa cadeia de montanhas. Isso é demonstrado pelos indicadores cinemáticos, considerando o transporte tectônico de E para W (Fig. 4), aliado ao espessamento crustal residual observado nos domínios mais orientais da SdEM (BLITZKOW

et al. 1980). Nesse mesmo domínio, as unidades distais da Bacia Espinhaço compõem um *thrust belt* (HERRGESELL & PFLUG 1986) de direção meridiana que cavalgam as unidades de origem continental (Grupo Guinda).

A deformação da SdEM segundo o seu eixo longitudinal é também conspicuamente compartimentada, e mesmo esse arranjo é uma feição comum das faixas orogênicas (VIALON et al. 1989, COBBOLD et al. 1991). Note-se na Figura 3 que a porção centro-sul da SdEM, assim como o leste do QF, mostram estilos de deformação completamente distintos das porções sul e norte desse mesmo orógeno. Em outras palavras, a porção centro-sul da SdEM e a região leste do QF são estruturadas por falhas inversas e/ou *thrust sheets* de orientação N-S a NNW-SSE, enquanto que os outros 2 domínios mencionados são estruturados predominantemente por dobras abertas e suas unidades litológicas exibem um baixo *strain*.

É notável que a porção centro-sul da SdEM é limitada por feixes de lineamentos de orientação NE-SW e NW-SE que convergem em direção ao domínio externo do orógeno (Fig. 3), cujos lineamentos representam falhas de rejeito direcional dextrogiro e sinistrogio, respectivamente. Notável também é que nos domínios internos do orógeno esses lineamentos limitam a ocorrência dos corpos maiores de rochas metaultramáficas que ocorrem associados ao *thrust belt* da borda oriental da SdEM.

As rochas metaultramáficas em questão, considerando seu caráter petrográfico (serpentinitos com diferentes graus de cloritização e/ou talcificação), e a sua associação com os *thrust sheets* da zona proximal do orógeno (mostrando a mesma geometria e elementos estruturais dessa faixa de cavalgamentos), devem representar remanescentes das rochas ofiolíticas do Sistema Espinhaço da SdEM.

Assim, pode-se admitir que as porções mais deformadas da SdEM são aquelas que receberam o choque frontal durante a fase de colisão continental (Fig. 5), onde a deformação propagou-se até as partes externas do orógeno.

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pelo exposto anteriormente, e como pode ser visto nas figuras 3 e 5, os feixes de lineamentos maiores da SdEM representam um antigo sistema de falhas *transfer/transform* que foram ativas durante os

processos de inversão tectônica e limitam, portanto, domínios de maior sinuosidade da placa litosférica ocidental do Orógeno Espinhaço (Fig. 5).

Nas partes mais sinuosas das placas litosféricas em colisão, os vetores da deformação são controlados fundamentalmente pelas *body forces* (PLATT et al. 1989), determinadas pelo "encaixe" (*indentation*) das placas opostas que se chocam. Portanto, as regiões da SdEM que exibem um baixo *strain* representam domínios onde os vetores da deformação foram transferidos para uma orientação diagonal ou perpendicular em relação aos vetores de deformação frontal (E-W), responsáveis pela edificação dessa cadeia de montanhas

Note-se que na região de Itabira (Fig. 5), a placa litosférica ocidental devia exibir um promontório. Isso se faz necessário para justificar a pronunciada inflexão do *thrust belt* oriental dessa região da SdEM, onde a faixa curva-se de sua orientação NNW-SSE para uma direção NE-SW, perfazendo cerca de 120° de rotação anti-horária.

Deve-se mencionar que o evento responsável pela edificação da SdEM deve ter ocorrido ainda durante o Mesoproterozóico, considerando que o rifteamento da Bacia Espinhaço teve início em aproximadamente 1750 Ma e que os metatilitos do Grupo Macaúbas recobrem diferentes unidades do Supergrupo Espinhaço em pronunciada discordância angular e erosiva. Esses depósitos de origem glacial foram depositados em ≈1055 Ma (D'AGELLA F° et al. 1990).

É conhecido que as unidades do Supergrupo Espinhaço cavalgam, na borda ocidental da SdEM, unidades dos grupos Macaúbas e Bambuí. A idade desse evento de reativação do Sistema Espinhaço (final do Neoproterozóico) está largamente registrado por toda a região leste do Craton do São Francisco, pela presença de granitos e aquecimento termal das rochas do embasamento cristalino, conforme as

inúmeras datações geocronológicas disponíveis, efetuadas em rochas dessa região. A vergência tectônica e a compartimentação da deformação durante a reativação sofrida pela SdEM no final do Neoproterozóico obedeceu a mesma organização e geometria estruturais determinadas pela orogênese do Mesoproterozóico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA ABREU, P. A. (1993) - A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Doct. Diss., Univ. Freiburg, 150 p., Freiburg (Alemanha).
- ALMEIDA ABREU, P. A. & PFLUG, R. (in press) - The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paläont., Stuttgart.
- BLITZKOW, D., GASPARINI, P., SÁ, N. C. de & MONTOVANI, S. M. (1980) - Crustal structure of southeastern Minas Gerais, Brazil, deduced from gravity measurements. Rev. Bras. Geociê., 9: 39-43.
- COBBOLD, P. R., GAPAIS, D. & ROSSELLO, E. A. (1991) - Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. J. Struct. Geol., 13: 743 - 758.
- D'AGRELLA FILHO, 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. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoc., 80: 255 - 265.
- HERRGESELL, G. & PFLUG, R. (1986) - The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Zbl. Geol. Paläont., 9/10: 1405 - 1414.
- 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. 5° Simp. Geol. Minas Gerais, SBG/MG, Bol 10: 171 - 174.
- PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H., CUNNINGHAM, P. C., DEWEY, J. F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M. G., WALLIS, S. & WESTON, P. J. (1989) - Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. Nature, 337: 158 - 161.
- VIALON, P., ROCHETTE, P. & MENARD, G. (1989) - Indentation and rotation in the western Alpine arc. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 45: 329 - 338.
- WERNICKE, B. (1985) - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci., 22: 108 - 125.

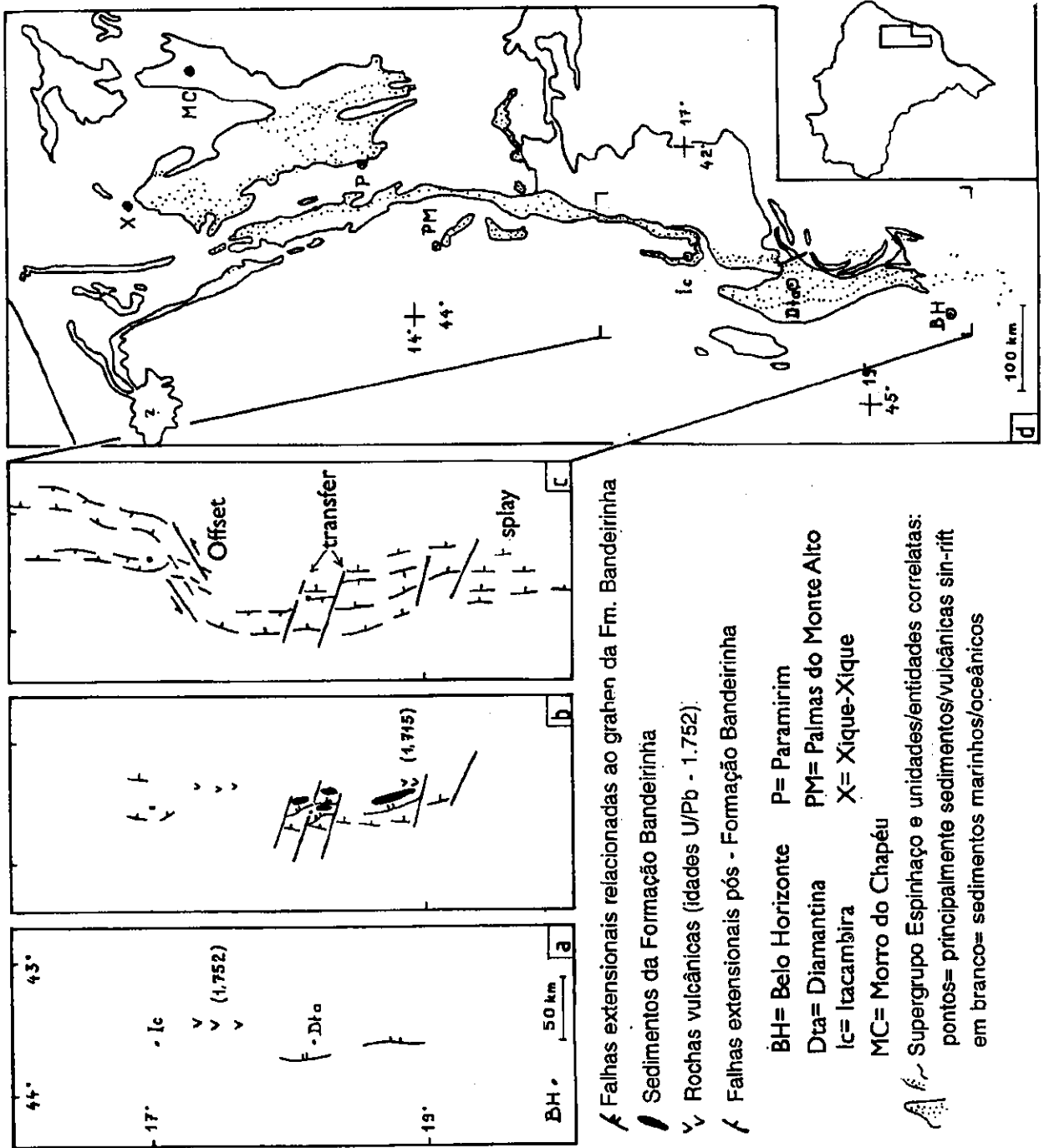


Fig. 1 - Localização da Serra do Espinhaço (d) mostrando a distribuição das unidades do Sistema Espinhaço. As figuras de (a) a (c) mostram a evolução do Rife Espinhaço, indicando a segmentação das porções meridional e setentrional durante a propagação desse rife.

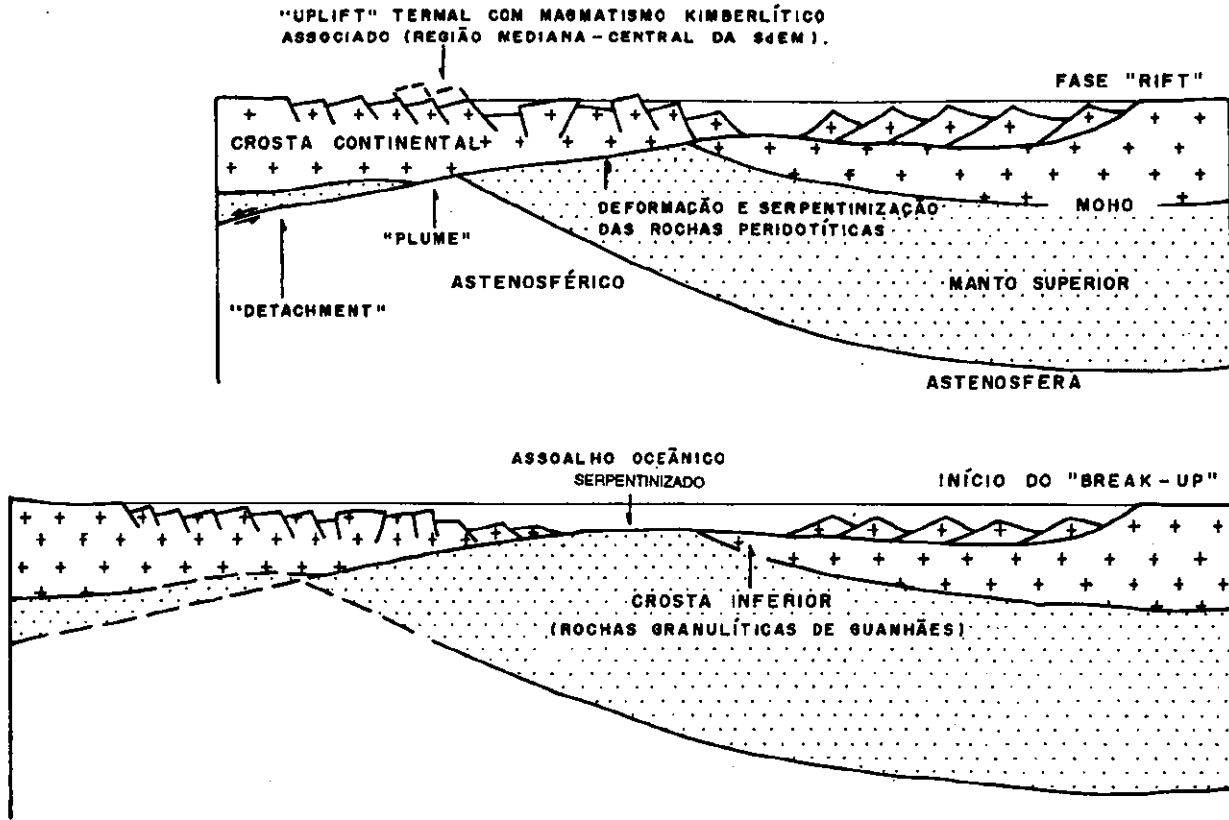


Fig. 2 - Seções esquemáticas mostrando o Rife Espinhaço. Note o controle termal exercido pela delaminação litosférica durante a evolução do rifeamento, o que determinou a exposição do manto litosférico na zona axial do rife.



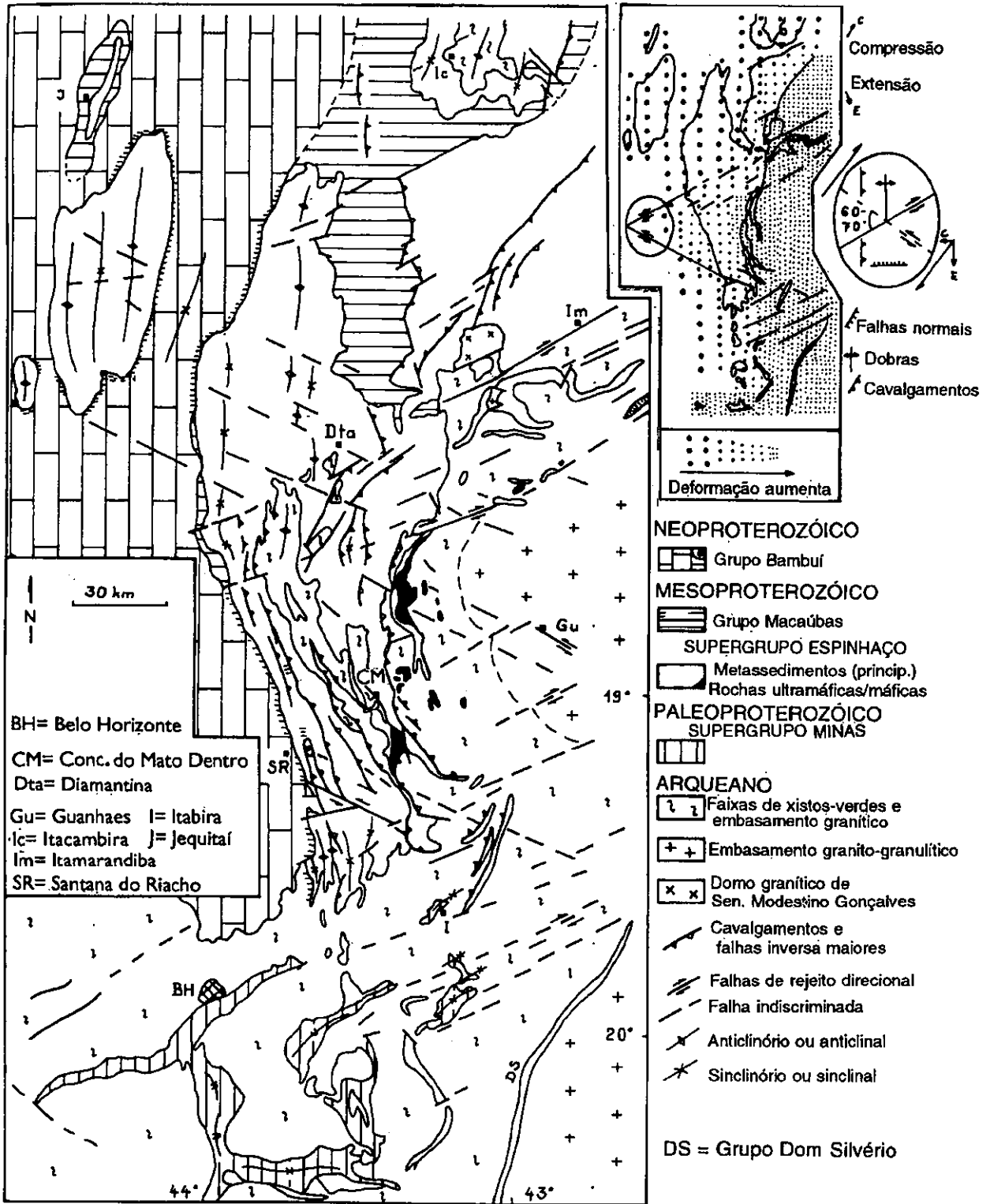


Fig. 3 - Compartimentação tectônica da SdEM. Note que a parte mais deformada do orógeno (região centro-sul) é delimitada por lineamentos que circunscrevem as rochas metaultramáficas (ofiolitos) em posição frontal à orientação da serra. Observe também que os dobramentos, nessa mesma região, foram transpostos durante a propagação da deformação na fase de colisão continental.

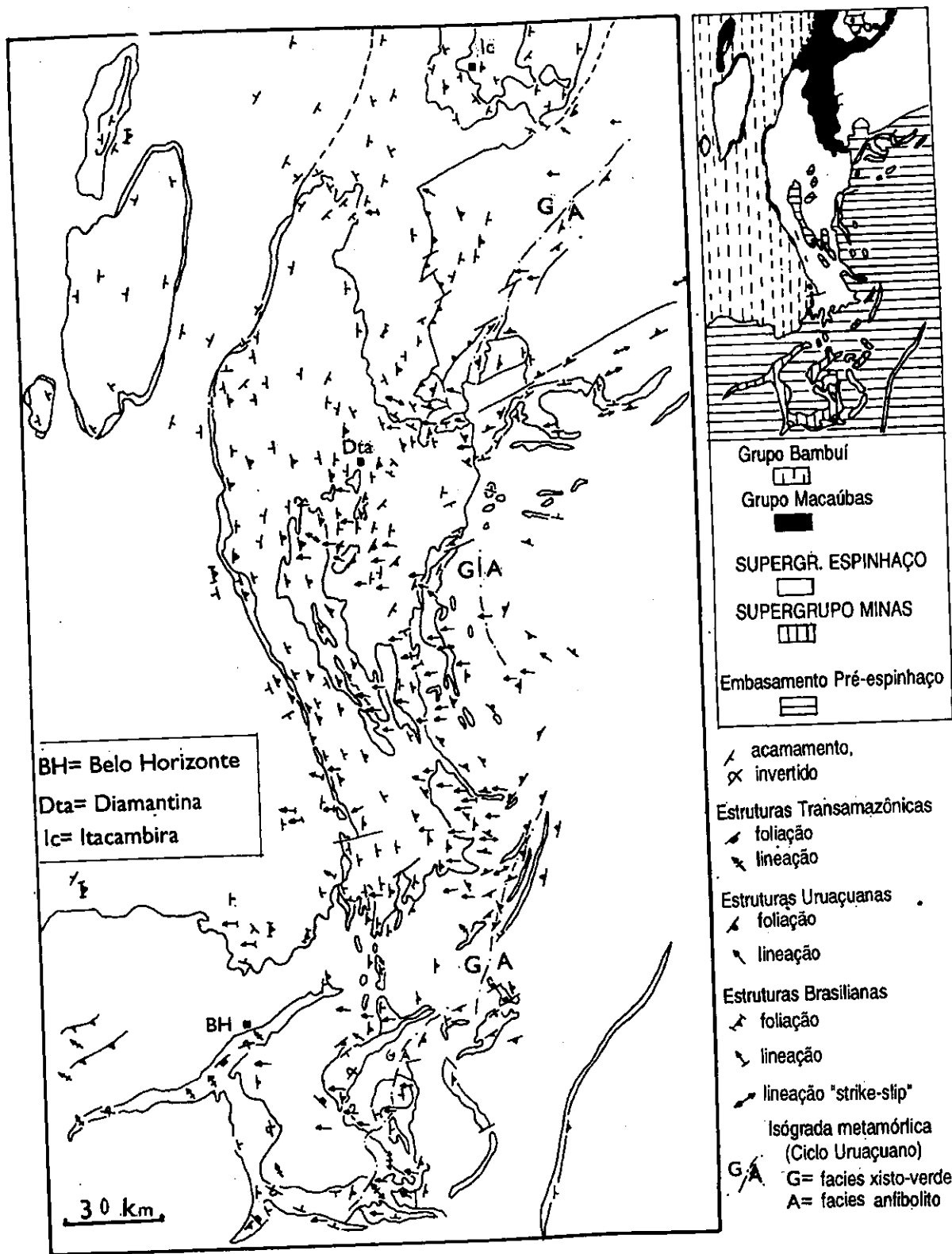


Fig. 4 - Atitudes e vergências tectônicas principais relativas aos ciclos tectônicos proterozóicos na SdEM e áreas adjacentes. As lineações indicam o sentido do transporte tectônico.

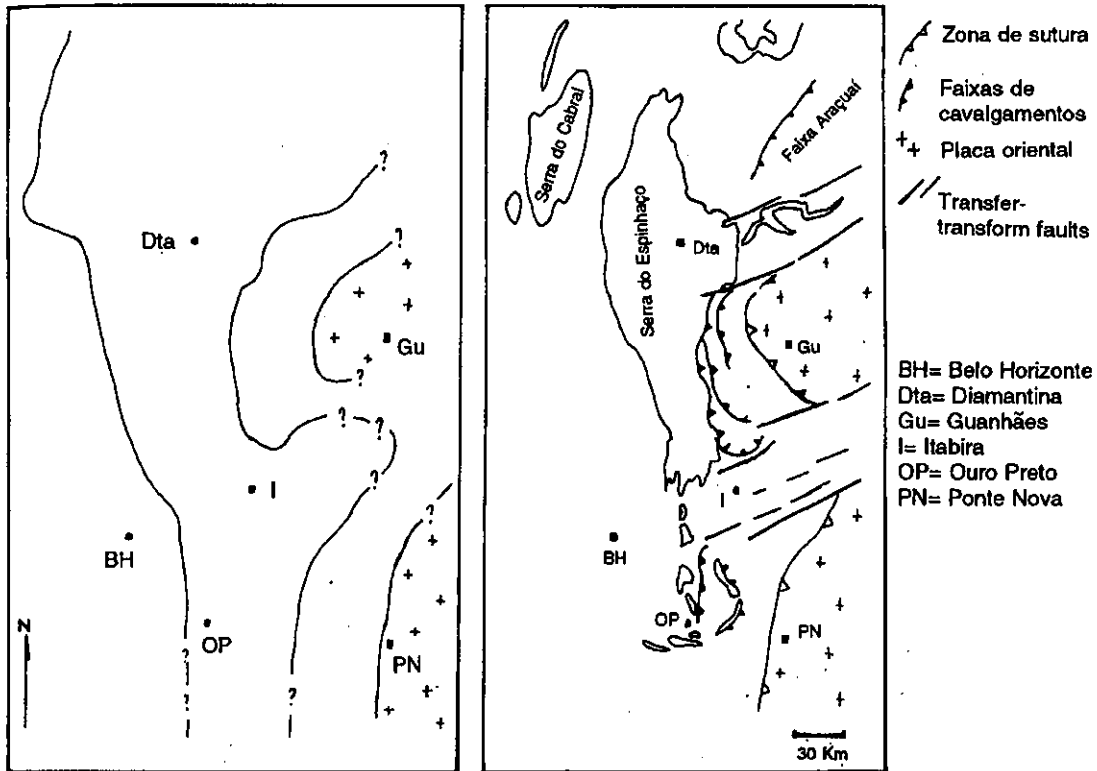


Fig. 5 - Esquema da geometria das placas litosféricas opostas da Bacia Espinhaço. Note o promontório na placa ocidental (região de Itabira) que determinou a rotação anti-horária do thrust belt da região oriental da SdEM durante a fase de colisão continental.

## DEFORMAÇÃO NO GRUPO CANASTRA NA REGIÃO DE COROMANDEL, MG

JÚLIO MURILO MARTINO PINHO - (IG-UNB)

MARCEL AUGUSTE DARDENNE - (GRM-IG-UNB)

### INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é descrever as estruturas desenvolvidas no Grupo Canastra quando da implantação do sistema de cavalgamentos e nappes que estruturaram a porção centro-sul da Faixa Brasília. Na área estudada (fig. 1), que compreende desde a região imediatamente a norte da cidade de Vazante até a sul de Coromandel, foram identificadas duas fases de deformação, associadas à fase compressiva da orogênese brasileira.

### GEOLOGIA REGIONAL

O Grupo Canastra, inicialmente definido como Formação Canastra (Barbosa, 1955) foi subdividido por Almeida (1967) em duas formações: Cristalina, basal e constituída por quartzitos, e Paracatu, de topo e predominantemente pelítica. Campos Neto (1979, 1984a) trabalhando na região de Guarda-Mor, divide o Grupo Canastra em três unidades, sendo duas quartzíticas e uma filito-quartzítica.

Campos Neto (1979, 1984b) individualizou sete fases de deformação, sendo cinco de dobramentos. As duas primeiras pertencentes ao "Período Paroxismal" e as três últimas ao "Período Tardio". Bacelar (1989) e Alkmim et al. (1989) individualizam três fases, a primeira associada a compressão Canastra, a segunda, extensional, relacionada a abertura da "Bacia São Francisco" e a terceira consequente do fechamento desta. Pereira (1992) reconheceu duas fases principais: a primeira e mais expressiva "sendo responsável pelo desenvolvimento de estruturas típicas de zonas de cisalhamento e pelos cavalgamentos que superpõem os grupos Canastra e Ibiá às formações Vazante-Paracatu", tendo como estruturas tardias dobras assimétricas com vergência para este. A segunda fase é responsável por "kink bands", "tension gashes" e clivagens de fratura.

### GEOLOGIA ESTRUTURAL

Dois fases de deformação foram identificadas e, para fins de clareza, denominadas principal e tardia, tendo-se sempre em mente a sua provável ocorrência concomitante, seja no tempo, seja no espaço. A individualização destas fases dar-se-á em relação a implantação de fato das nappes e cavalgamentos do Grupo Canastra na fase denominada principal.

A fase principal, motivo deste trabalho, contém dois tipos de estruturas: as subordinadas, de

ocorrência mais restrita e menor porte (estruturas interestratais), e as identificadoras, grandes estruturas que possuem ampla e conspícua distribuição geográfica e presença marcante nos afloramentos, tais como a foliação S1 e as dobras estratais Be (fig. 2).

A principal foliação penetrativa observada, S1, apresenta-se paralela a sub-paralela ao acamamento So (Campos Neto, 1979, 1984b), tendo sido reconhecida como uma foliação localmente milonítica através de estruturas tais como foliação "S e C" e pela disposição anastomosada dos minerais planares ao longo de grãos de quartzo de forma amendoada (Bacelar, 1989; Pereira, 1992).

Encontra-se também nos pacotes quartzíticos e filíticos estruturas em duplexes compressivos, cujas falhas de topo e base estão superimpostas ao acamamento, sendo que nas superfícies destas falhas são evidenciadas estrias, lineações de estiramento mineral assim como pequenos degraus ("steps"), todos indicando movimentação de SW para NE, em direção ao antepaís do Craton do São Francisco (antepaís no sentido de Alkmim et al., 1993) (fig. 2).

As dobras identificadas podem ser classificadas em dois tipos: as confinadas, predominantemente intrafoliais a interestratais ( $B_j$ ) e aquelas que afetam todo o conjunto dos estratos e referidas como "dobras estratais" ( $B_e$ ) para fins de melhor clareza.

As dobras  $B_j$ , quando encontradas, são normalmente de caráter isoclinal a apertado e de escala centimétrica a microscópica, havendo porém dobras de amplitude métrica. Estas dobras são confinadas somente em certas porções localizadas de estratos, não se nucleando em todo o pacote estratigráfico. Possuem invariavelmente vergência em direção ao antepaís. Foram descritas por Campos Neto (1979b, 1984), Bacelar (1989) e Pereira (1992), correspondendo às suas fases primeiras de deformação do Grupo Canastra.

Não foram observadas grandes dobras  $B_j$  ao longo da área estudada. Relações de inversão de camadas tais como dobras parasíticas S, M e Z não foram descritas e xistosidade mergulhando menos que o acamamento foi encontrada apenas localmente, em pequenos flancos inversos distinguíveis em escala de afloramento, sem repetição no espaço. Não foram constatadas também inversões ou repetições estratigráficas atribuíveis a  $B_j$ . Eventualmente, na Serra da Paciência, as dobras apresentam-se com a região de charneira dobrada, cujo corte perpendicular à direção de movimento apresenta feições elípticas concêntricas (dobras em bainha, segundo Minnigh,

1979). Pereira (1992) as descreve também na região de Lagamar dos Coqueiros.

Particularmente nas regiões destas dobras  $B_1$  pode ter havido o desenvolvimento de uma foliação plano axial ( $S_1$ ) oblíqua a perpendicular a  $S_0$  (nas zonas de charneiras), com o desenvolvimento de lineação de interseção sobre  $S_0$ , eventualmente havendo a presença de crenulações.

As dobras estratais ( $B_e$ ) são normalmente assimétricas, com flanco curto mergulhando em direção ao antepaís, perfil suave a apertado, eventualmente apresentando dobras parasíticas (Bacelar, 1989). Possuem comprimento de onda da ordem das dezenas de metros.

## DISCUSSÃO

A análise global do conjunto de estruturas acima descritas demonstra uma coerência cinemática local, com transporte tectônico em direção ao antepaís, conforme os indicadores cinemáticos. Nesta fase, este transporte foi preferencialmente controlado através de deslocamentos interestratais ocorridos em várias escalas, conforme as relações de rejeito e encurtamento observadas.

Estes deslocamentos dar-se-iam na fase de implantação dos sistemas de cavalgamentos e nappes que estruturaram a porção centro sul da faixa Brasília.

Dentre as estruturas referidas, pode-se destacar dois conjuntos distintos. O primeiro concerne àquelas de ampla distribuição geográfica, tais como a conspícua foliação milonítica demarcadora dos grandes movimentos de massa, tais como rampas e planos de cavalgamentos e nappes. É devida a esta movimentação a constituição das dobras  $B_e$ , características da unidade Canastra em toda a área estudada.

O segundo tipo de estrutura possui distribuição mais restrita, confinado entre estratos. Neste grupo se enquadram as dobras  $B_1$ , a foliação  $S_1$ , os duplexes compressivos, as estrias, lineações de estiramento e de interseção e os degraus.

As dobras  $B_1$  foram sempre encontradas confinadas, não havendo nucleação em todo o pacote, mesmo a nível de afloramento. Localmente pode-se encontrar uma foliação plano axial  $S_1$ , que também não apresenta penetratividade fora do domínio  $B_1$ . Eventualmente, com o progredir do processo deformativo, da constituição das dobras posteriores e de uma foliação milonítica ( $S_1$ ), houve uma interação com as estruturas pretéritas ( $S_0$  e  $S_1$ ), havendo uma relação geométrica variável desde a coaxialidade até a obliquidade. Estas feições geométricas mais complexas não foram observadas regionalmente, e, portanto, não consideradas como um padrão representativo do Grupo Canastra como um todo.

Os duplexes compressivos, as estrias, lineações de estiramento e de interseção e os degraus caracterizam com bastante coerência cinemática o deslizamento dos estratos em direção ao antepaís.

## CONCLUSÕES

No Grupo Canastra foram identificadas duas fases de deformação, associadas à implantação dos cavalgamentos e nappes. A fase principal é caracterizada por uma foliação milonítica paralela a sub-paralela aos planos de acamamento, dobrada concomitantemente com a movimentação das massas rochosas. A movimentação diferencial dos estratos também gerou estruturas tais como dobras intrafoliais que eventualmente desenvolveram foliação plano axial própria, algumas vezes interagindo com a foliação principal e dela derivando lineações de interseção.

Interpreta-se o conjunto de estruturas descritas neste trabalho como expressão de compatibilização dinâmica de uma força compressiva  $F_1$ , onde ativar-se-ão alguns planos de descontinuidades pretéritas (superfícies  $S_0$ ), propiciadores das grandes movimentações da unidade Canastra. Em menor escala, a movimentação interestratil produziu a nucleação localizada de dobras em locais com heterogeneidades iniciais e a geração dos duplexes compressivos e das lineações acima referidas.

Em comparação com a literatura pretérita, os autores advogam que os dobramentos da foliação principal e da foliação milonítica sejam incorporados à mesma fase de geração destes, por entenderem que as superfícies de cavalgamentos e nappes não são originalmente planares mas onduladas. Os movimentos da frente de cavalgamento geraram, concomitantemente, as deformações acima (fig. 2) referidas, inclusive os dobramentos da foliação principal e milonítica (fig. 2).

## AGRADECIMENTOS

JMMP agradece à CAPES a concessão de bolsa de pós-graduação. Os autores agradecem ao CNPq, à FAPEMIG e à Companhia Mineira de Metais os auxílios para a confecção deste.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- ALMEIDA, F.F.M.de (1967): *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. 36p. Boletim 241.
- ALKMIM, F.F.; CHEMALE, F.; BACELAR, L.A.P.; OLIVEIRA, S.R.P.; MAGALHÃES, P.M. (1989): Arcabouço estrutural da porção sul da Bacia do São Francisco. IN: Simp. Geol. Minas Gerais, 5. Belo Horizonte, 1989. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG. bol.10, p.289-293.
- ALKMIM, F.F.; NEVES, B.B.B e ALVES, J.A.C. (1993): Arcabouço tectônico do Craton do São Francisco - uma revisão. IN: Domínguez, J.M.L. & Misi, A. (ed.) O CRATON DO SÃO FRANCISCO. SBG/BA-SGM-CNPq. Salvador. 215p.
- BACELAR, L.A.P.(1989) Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel - Três Marias - Conselheiro Mata, MG. Dissertação de mestrado. Ouro Preto. Universidade Federal de Ouro Preto. 132p. (inédito).
- BARBOSA, O. (1955): Guia de excursões. IN CONGR. BRAS. GEOL., 9. Araxá *Noticiário* 3: 3-5. SBG, São Paulo.
- CAMPOS NETO, M.C. (1979): *Contribution à l'étude des Brasíliides: Lithostratigraphic et structure des groupes Canastra, Paranoé et Bambuí, dans l'ouest - nord - ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil)*. Tese de doutorado de 3º ciclo. Un. Pierre et Marie Curie Paris VI. 155p. (inédito).

CAMPOS NETO, M.C.(1984a): Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paracatu (região Vazante - Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2): 81-91.

CAMPOS NETO, M.C.(1984b): Geometria das fases de dobramentos brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(1):60-68.

MINNIGH, L.D. (1979): Structural analysis of sheath-fold in a metachert from the western Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, 1(4)775-782.

PEREIRA, L.F. (1992): Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília. 73p. (inédito).

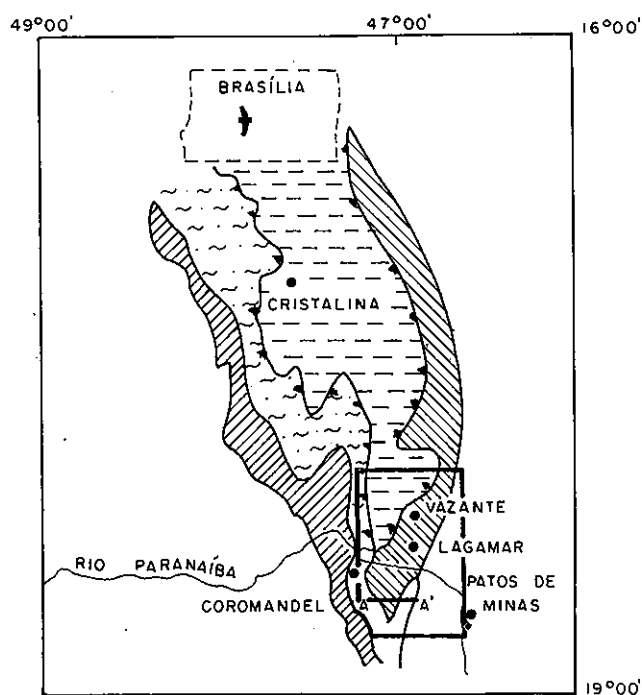
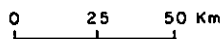
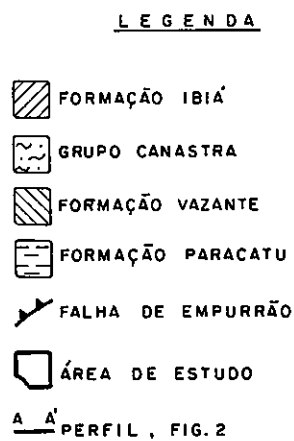


FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO, SEGUNDO MARINI ET AL (1984), MODIFICADO.

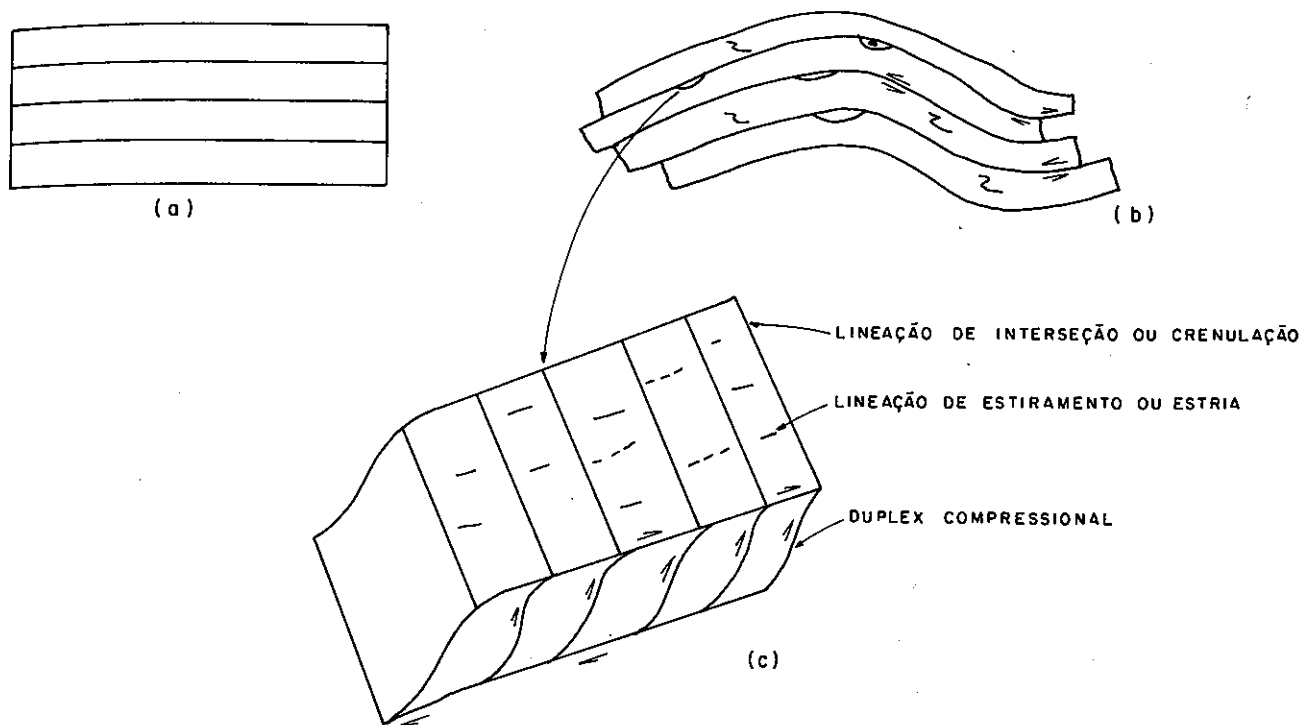


FIG. 2 - DESENHO ESQUEMÁTICO DA MOVIMENTAÇÃO DA FRENTE DE CAVALGAMENTO DO GRUPO CANASTRA.  
 (a) SITUAÇÃO ORIGINAL.  
 (b) SITUAÇÃO DURANTE O DESLOCAMENTO. OBSERVA-SE AS ESTRUTURAS DERIVADAS DOS MOVIMENTOS INTERESTATAIS, TAIS COMO OS DUPLEXES E AS DOBRAS INTRAFOLIAIS (Bi). TODO O CONJUNTO ENCONTRA-SE DOBRADO (Be).  
 (c) DETALHE DE (b).

## EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO OCIDENTAL DO CINTURÃO DE CISALHAMENTO CAMPO DO MEIO

**NORBERTO MORALES**

**YOCITERU HASUI**

UNESP - RIO CLARO

O Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio foi definido por CAVALCANTE *et al.* (1979), tendo sido chamado também de Zona Rúptil Cássia-Barbacena (WERNICK & FIORI 1981) e Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena (WERNICK *et al.* 1981). Estende-se por mais de 300 km, formando alinhamentos visíveis desde a cidade de Cássia até Nova Resende com orientação NW, se infletindo para N80W a E-W daí até as proximidades de Barbacena. Para oeste, desaparece sob os sedimentos da Bacia do Paraná. A aplicação de métodos geofísicos (ALMEIDA *et al.* 1980, HARALYI & HASUI 1982a, b, HARALYI *et al.* 1985) e investigação geológica posterior tem mostrado que este cinturão constitui importante limite crustal regional (HASUI *et al.* 1988, SOARES *et al.* 1988, 1991, 1992, ROIG & SCHRANK 1992, ZANARDO 1992).

A porção ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio foi estudada na área compreendida entre os paralelos 20°45' e 21°30'S e os meridianos 46°30' e 47°00'W, no sudoeste do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo (figura 1). Foram executadas investigações litológicas e estruturais com o propósito de se compreender a evolução dos terrenos pré-cambrianos, principalmente do cinturão de cisalhamento. A investigação cinemática foi baseada nos critérios de rotação em zonas de cisalhamento (RAMSAY 1980, SIMPSON & SCHMID 1983, SIMPSON 1986, COBOLD *et al.* 1987, HANMER & PASSCHIER 1991, HASUI & COSTA 1991, BELL & JOHNSON 1992, MORALES 1993).

Três grandes domínios lito-estruturais foram reconhecidos, correspondentes ao Bloco São Paulo a sul, Bloco Brasília a norte e uma faixa intermediária entre os dois blocos.

O Bloco São Paulo é representado por terrenos de alto grau, compostos por gnaisses diversos com rochas orto-derivadas (Complexo Varginha) e rochas metassedimentares associadas (Grupo Caconde). O padrão estrutural do bloco é dado por uma foliação de baixo ângulo, penetrativa em todos os litotipos, com direção preferencial SE-NW e mergulhos para SW. Contém uma lineação de estiramento orientada preferencialmente SSE-NNW, marcada por agregados mono- ou poli-minerálicos lenticulares, com uma das dimensões muito desenvolvida, marcando a direção de estiramento. A lineação mineral, marcada por elementos prismáticos subédricos a anédricos, é paralela à lineação de estiramento. Os indicadores de

rotação, analisados em seções XZ, apontam transporte tectônico principal para NW, com base na assimetria da trama e no quadro da deformação finita (figura 2). A deformação tardia é reconhecida através de zonas de cisalhamento dúctil discretas e empinadas e dobras suaves associadas. As zonas sinistrais têm orientação em torno de E-W, enquanto as dextrais predominam com orientação próxima a NNE-SSW. Na parte norte do Bloco São Paulo a foliação torna-se progressivamente mais inclinada, até alcançar a vertical, enquanto a lineação torna-se rotacionada para W. Estas mudanças marcam a influência do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio sobre estrutura do Bloco São Paulo, arrastando foliação e lineação de modo sinistral para dentro de seus domínios.

A orientação da lineação de estiramento mostra ser resultado da superposição de dois eventos de cisalhamento, sucessivos e progressivos. O primeiro de baixo ângulo, possivelmente com transporte para norte ou próximo disto, e o segundo foi de alto ângulo, direcional sinistral E-W. A deformação toda ocorreu em condições mínimas de facies anfibólito, com recristalização generalizada ao longo dos planos, acompanhada localmente de fusão parcial. Tal fato deve ter contribuído para uma homogeneização da região deformada, dificultando a caracterização de porções menos ou mais deformadas.

O embasamento do Bloco Brasília é constituído de terrenos migmatíticos (Complexo Campos Gerais), reconhecidos com suas feições preservadas em porções de rochas menos deformadas, circundadas por zonas de cisalhamento dúctil estreitas, de alto ângulo de mergulho, sinistrais e com arranjo anastomosado do conjunto (MORALES *et al.* 1991). Nas porções menos deformadas, a foliação principal é marcada pelo bandamento migmatítico, com envoltória de baixo ângulo e lineação de estiramento próxima a SE-NW (figura 2). São reconhecidas dobras tardias normais sobre esta foliação, associadas ou não às zonas de cisalhamento. Nas zonas mais deformadas a lineação indica movimento oblíquo com forte componente direcional, ao longo de planos de cisalhamento de alto ângulo de mergulho, direcionados WNW-ESE. Grande número de lentes tectônicas de rochas metaultrabásicas / metabásicas (Seqüência Morro do Ferro), e de rochas metassedimentares apareceram embutidas nestas zonas de cisalhamento. A seqüência metassedimentar alóctona (Grupo Araxá-Canastra mais a Seqüência



Carmo do Rio Claro) recobre parcialmente as rochas do embasamento. É representada por quartzitos, xistos, filitos, mármore, que passam para gnaisses para o topo da seqüência. É caracterizada por uma foliação de baixo ângulo de mergulho, com bandamento composicional paralelo à foliação de cisalhamento. A lineação mineral aí contida tem orientação preferencial E-W e marca aproximadamente o eixo X, enquanto a lineação de estiramento varia bastante, não servindo como indicador cinemático. Os critérios de cisalhamento assinalam um transporte tectônico para E, ao longo da foliação (figura 2). Tal movimento produziu conjuntos de dobras intrafoliais de orientação axial e perfil variados, com foliação principal paralela ao plano axial; neste conjunto se incluem inúmeros exemplos de bainhas (MORALES *et al.* 1989). Algumas das zonas de cisalhamento empinadas do embasamento afetam também as supracrustais, cortando a foliação principal e a superfície de cavalgamento, arrastando para dentro de seus domínios os traços da foliação principal e os contatos litológicos, ao longo de dobras macroscópicas associadas (Antiforma de Itaú, Sinforma do Chapadão). Dobramento cruzado é reconhecido no padrão mesoscópico, formando localmente padrão de domos e bacias.

A faixa metassedimentar intermediária é o principal domínio do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. São reconhecidos xistos, quartzitos e gnaisses com variado grau de migmatização, ocorrendo corpos graníticos sintectônicos intercalados. Na porção norte, entre Jacuí e Bom Jesus da Penha, ocorre uma faixa de rochas metabásicas / metaultrabásicas, também migmatizadas, possível representante de seqüência ofiolítica (SOARES *et al.* 1990, 1991, SCHRANCK *et al.* 1990, ROIG & SCHRANCK 1992, ZANARDO 1992). O cinturão é marcado por padrão anastomosado das zonas de cisalhamento direcionais sinistrais, verticais e orientadas próximo a E-W, separando porções lenticulares de foliação de baixo ângulo. Os indicadores cinemáticos apontam que o bloco sul movimentou-se relativamente para leste, ao longo da foliação de baixo ângulo e lateral nas zonas tardias, nestas últimas com movimento oblíquo quase direcional. A superposição entre os movimento pode representar separação espacial, ou seja, a deformação teria se propagado em diferentes domínios ao longo de planos de baixo ângulo ou ao longo de movimento transcorrente, ou temporal, tendo o movimento transcorrente progressivamente superado o movimento de baixo ângulo, como discutido por BURG *et al.* (1987). A deformação concentrou-se ao longo deste domínio, resultante provavelmente de colisão oblíqua entre os blocos São Paulo e Brasília, com uma seqüência sedimentar interposta entre eles (Grupo Araxá-Canastra / Grupo Andrelândia), empurrada progressivamente contra o Bloco Brasília. A componente de mergulho do movimento foi responsável pelo soerguimento progressivo dos terrenos a sul. A continuação tardia do movimento se deu ao longo das zonas empinadas, marcadoras dos

principais traços do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, representadas pelas zonas de cisalhamento de Campos Gerais, Varginha, Jacuí, Riacho Fundo, Mumbuca, Brabinha, Fábrica e Cássia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An.Acad.Bras.Ciê.*, 52, p.49-60, 1980.
- BELL, T.H.; JOHNSON, S.E. - Shear sense: a new approach that resolves conflicts between criteria in metamorphic rocks. *J.Metamorphic Geol.*, 10, p.99-124, 1992.
- BURG, J.-P.; BALE, P.; BRUN, J.-P.; GIRARDEAU, J. - Stretching lineations and transport directions in the Ibero-Armorican arc during Siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1, p.71-87, 1987.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - Projeto Sapucaí. Relatório Final de Geologia. DNP/CPRM. Série Geologia n° 4, Seção Geologia Básica n° 2. 299pp, 1979.
- COBBOLD, P.R.; GAPAIS, D.; MEANS, W.D.; TREAGUS, S.H. (Eds) - Shear criteria in rocks. *J.Struct.Geol.* (Sp.Issue), 9, p.521-778, 1987.
- HANMER, S.; PASSCHIER, C.W. - Shear-sense indicators: a review. *Geol.Surv.Can.Pap.*, 90-17, 72pp, 1991.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Salvador, SBG, 1982. *Anais.*, Salvador, SBG, v.1, p.374-85, 1982a.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 12, p.160-6, 1982b.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R. - Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. Belo Horizonte, SBG/MG, *Bol.Esp.*, p.71-93, 1985.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. - Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Ed. Universitária UFPA, Belém, 144pp, 1991.
- HASUI, Y.; RODRIGUES, E.P.; OLIVEIRA, M.C.B.; ENS, H.J.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; QUADE, H.; NYK, R.; KÜLLER, M.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. - Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformação de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase I. Relatório IPT n° 25908, IPT-SP, São Paulo, 3 volumes, 1988.
- MORALES, N. - Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. Tese de Doutorado, IGCE, UNESP - Rio Claro, 1993.
- MORALES, N.; SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M.; GODOY, A.M. - Boudinagem e estrutura de constrição associadas a dobras em bainha. In: SIMP.NAC.EST.TECTÔNICOS, 2, Fortaleza, SBG, 1991. *Boletim.*, Fortaleza, SBG, 11, p.221-4, 1991.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. - A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: SIMP.NAC.EST.TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, UNESP/SBG, 1991. *Boletim*, Rio Claro, UNESP/SBG, p.34-6, 1991.
- PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. - Porphyroblast system as kinematic indicators. *J.Struct.Geol.*, 8, p.831-43, 1986.
- RAMSAY, J.G. - Shear zone geometry: a review. *J.Struct.Geol.*, 2, p.83-99, 1980.
- ROIG, H.L.; SCHRANK, A. - Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida - limite norte do complexo de nappes de Guaxupé - MG. In: CONGR.BRAS.GEOL., 37, São Paulo, SBG, 1992. *Bol.Res.Exp.*, SBG, São Paulo, v.2, p.283-5, 1992.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R. - Determinação dos vetores de transporte tectônico da borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: CONGR.BRAS.GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. *Anais.*, Natal, SBG, v.5, p.2276-83, 1990.
- SIMPSON, C. - Determination of movement sense in mylonites. *J.Geol.Educ.*, 34, p.246-61, 1986.
- SIMPSON, C.; SCHMID, S.M. - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 94, p.1281-8, 1983.

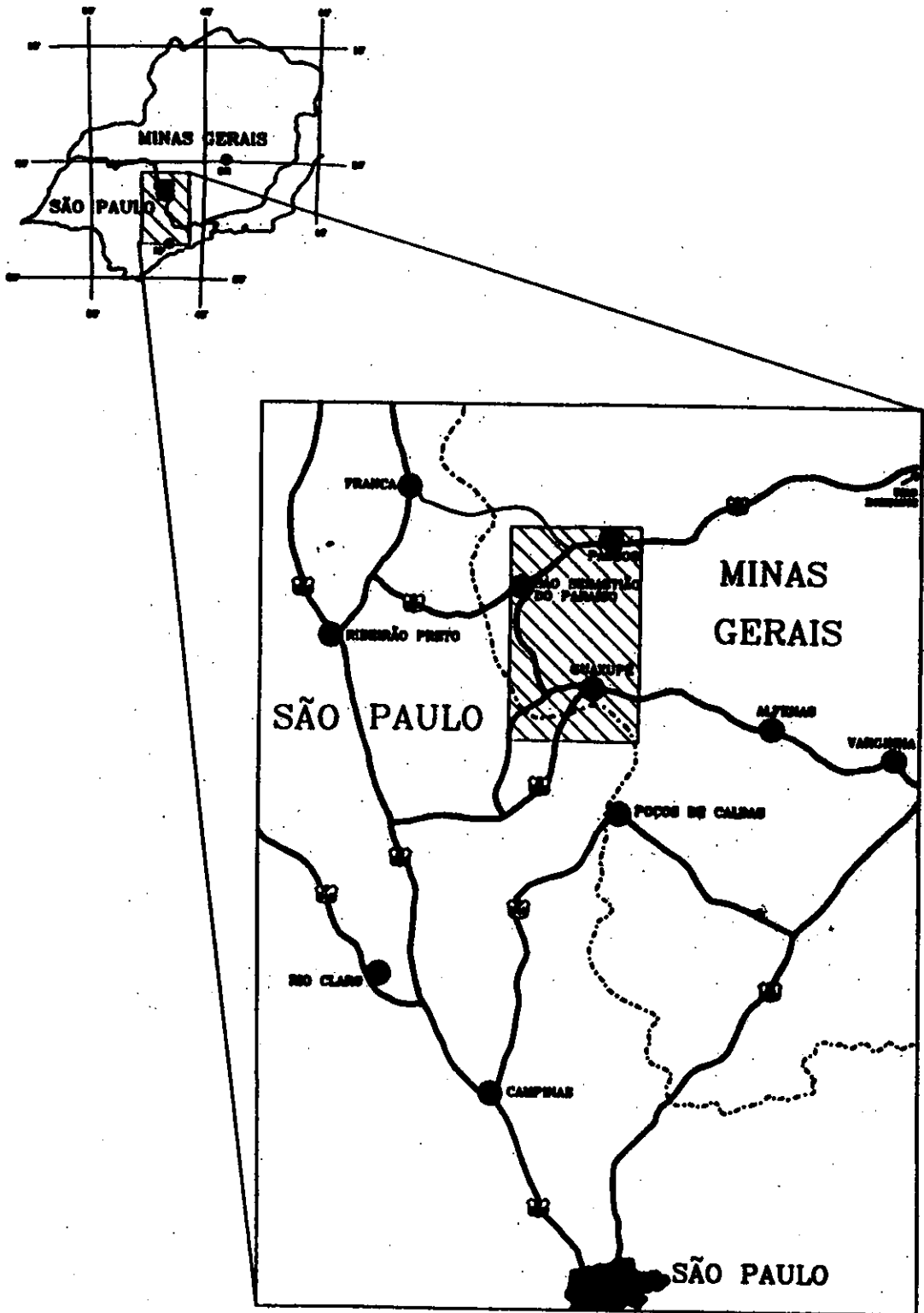


Fig. 1- Localização da área estudada

Carmo do Rio Claro) recobre parcialmente as rochas do embasamento. É representada por quartzitos, xistos, filitos, mármore, que passam para gnaisses para o topo da seqüência. É caracterizada por uma foliação de baixo ângulo de mergulho, com bandamento composicional paralelo à foliação de cisalhamento. A lineação mineral aí contida tem orientação preferencial E-W e marca aproximadamente o eixo X, enquanto a lineação de estiramento varia bastante, não servindo como indicador cinemático. Os critérios de cisalhamento assinalam um transporte tectônico para E, ao longo da foliação (figura 2). Tal movimento produziu conjuntos de dobras intrafoliais de orientação axial e perfil variados, com foliação principal paralela ao plano axial; neste conjunto se incluem inúmeros exemplos de bainhas (MORALES *et al.* 1989). Algumas das zonas de cisalhamento empinadas do embasamento afetam também as supracrustais, cortando a foliação principal e a superfície de cavalgamento, arrastando para dentro de seus domínios os traços da foliação principal e os contatos litológicos, ao longo de dobras macroscópicas associadas (Antiforma de Itaú, Sinforma do Chapadão). Dobramento cruzado é reconhecido no padrão mesoscópico, formando localmente padrão de domos e bacias.

A faixa metassedimentar intermediária é o principal domínio do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. São reconhecidos xistos, quartzitos e gnaisses com variado grau de migmatização, ocorrendo corpos graníticos sintectônicos intercalados. Na porção norte, entre Jacuí e Bom Jesus da Penha, ocorre uma faixa de rochas metabásicas / metaultrabásicas, também migmatizadas, possível representante de seqüência ofiolítica (SOARES *et al.* 1990, 1991, SCHRANCK *et al.* 1990, ROIG & SCHRANCK 1992, ZANARDO 1992). O cinturão é marcado por padrão anastomosado das zonas de cisalhamento direcionais sinistrais, verticais e orientadas próximo a E-W, separando porções lenticulares de foliação de baixo ângulo. Os indicadores cinemáticos apontam que o bloco sul movimentou-se relativamente para leste, ao longo da foliação de baixo ângulo e lateral nas zonas tardias, nestas últimas com movimento oblíquo quase direcional. A superposição entre os movimento pode representar separação espacial, ou seja, a deformação teria se propagado em diferentes domínios ao longo de planos de baixo ângulo ou ao longo de movimento transcorrente, ou temporal, tendo o movimento transcorrente progressivamente superado o movimento de baixo ângulo, como discutido por BURG *et al.* (1987). A deformação concentrou-se ao longo deste domínio, resultante provavelmente de colisão oblíqua entre os blocos São Paulo e Brasília, com uma seqüência sedimentar interposta entre eles (Grupo Araxá-Canastra / Grupo Andrelândia), empurrada progressivamente contra o Bloco Brasília. A componente de mergulho do movimento foi responsável pelo soerguimento progressivo dos terrenos a sul. A continuação tardia do movimento se deu ao longo das zonas empinadas, marcadoras dos

principais traços do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, representadas pelas zonas de cisalhamento de Campos Gerais, Varginha, Jacuí, Riacho Fundo, Mumbuca, Brabinha, Fábrica e Cássia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An.Acad.Bras.Ciê.*, 52, p.49-60, 1980.
- BELL, T.H.; JOHNSON, S.E. - Shear sense: a new approach that resolves conflicts between criteria in metamorphic rocks. *J.Metamorphic Geol.*, 10, p.99-124, 1992.
- BURG, J.-P.; BALE, P.; BRUN, J.-P.; GIRARDEAU, J. - Stretching lineations and transport directions in the Ibero-Armorican arc during Siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1, p.71-87, 1987.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAIIX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. - Projeto Sapucaí. Relatório Final de Geologia. DNPM/CPRM. Série Geologia n° 4, Seção Geologia Básica n° 2. 299pp, 1979.
- COBBOLD, P.R.; GAPAIS, D.; MEANS, W.D.; TREAGUS, S.H. (Eds) - Shear criteria in rocks. *J.Struct.Geol.* (Sp.Issue), 9, p.521-778, 1987.
- HANMER, S.; PASSCHIER, C.W. - Shear-sense indicators: a review. *Geol.Surv.Can.Pap.*, 90-17, 72pp, 1991.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Salvador, SBG, 1982. *Anais.*, Salvador, SBG, v.1, p.374-85, 1982a.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 12, p.160-6, 1982b.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R. - Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica. Belo Horizonte, SBG/MG, *Bol.Esp.*, p.71-93, 1985.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. - Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Ed. Universitária. UFPA, Belém, 144pp, 1991.
- HASUI, Y.; RODRIGUES, E.P.; OLIVEIRA, M.C.B.; ENS, H.J.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; QUADE, H.; NYK, R.; KÜLLER, M.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. - Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformação de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase I. Relatório IPT n° 25908, IPT-SP, São Paulo, 3 volumes, 1988.
- MORALES, N. - Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na sua porção ocidental. Tese de Doutorado, IGCE, UNESP - Rio Claro, 1993.
- MORALES, N.; SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M.; GODOY, A.M. - Boudinagem e estrutura de construção associadas a dobras em bainha. In: SIMP.NAC.EST.TECTÔNICOS, 2, Fortaleza, SBG, 1991. *Boletim.*, Fortaleza, SBG, 11, p.221-4, 1991.
- MORALES, N.; ZANARDO, A.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. - A zona de cisalhamento Campo do Meio na região entre Fortaleza de Minas e Alpinópolis, sul de Minas Gerais. In: SIMP.NAC.EST.TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, UNESP/SBG, 1991. *Boletim*, Rio Claro, UNESP/SBG, p.34-6, 1991.
- PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. - Porphyroclast system as kinematic indicators. *J.Struct.Geol.*, 8, p.831-43, 1986.
- RAMSAY, J.G. - Shear zone geometry: a review. *J.Struct.Geol.*, 2, p.83-99, 1980.
- ROIG, H.L.; SCHRANK, A. - Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida - limite norte do complexo de nappes de Guaxupé - MG. In: CONGR.BRAS.GEOL., 37, São Paulo, SBG, 1992. *Bol.Res.Exp.*, SBG, São Paulo, v.2, p.283-5, 1992.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R. - Determinação dos vetores de transporte tectônico da borda sudoeste do Cráton do São Francisco. In: CONGR.BRAS.GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. *Anais.*, Natal, SBG, v.5, p.2276-83, 1990.
- SIMPSON, C. - Determination of movement sense in mylonites. *J.Geol.Educ.*, 34, p.246-61, 1986.
- SIMPSON, C.; SCHMID, S.M. - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 94, p.1281-8, 1983.

- SOARES, P.C. - Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGR.LATINO AMERICANO GEOL., 7, Belém, SBG, 1988. *Anais.*, Belém, SBG, p.63-79, 1988.
- SOARES, P.C.; CARVALHO, S.G.; FIORI, A.P. - Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do Cráton do São Francisco. In: SIMP.NAC.EST.TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, SBG/UNESP, 1991. *Boletim*, Rio Claro, SBG/UNESP, p.66-8, 1991.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARVALHO, S.G. - Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no Maciço de Guaxupé. In: CONGR.BRAS.GEOL., 36, Natal, SBG, 1990. *Anais.*, Natal, SBG, v.6, p.2723-34, 1990.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P. - Contribuição à geologia da borda sul do Cráton do São Francisco. In: SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, SBG, 1978. *Anais.*, Salvador, SBG, p.169-79, 1981.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. - A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, SBG, 1978. *Anais.*, Salvador, SBG, p.164-78, 1981.
- ZANARDO, A. - Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Tese de Doutorado, IGCE - UNESP, Rio Claro, 270pp, 1992.

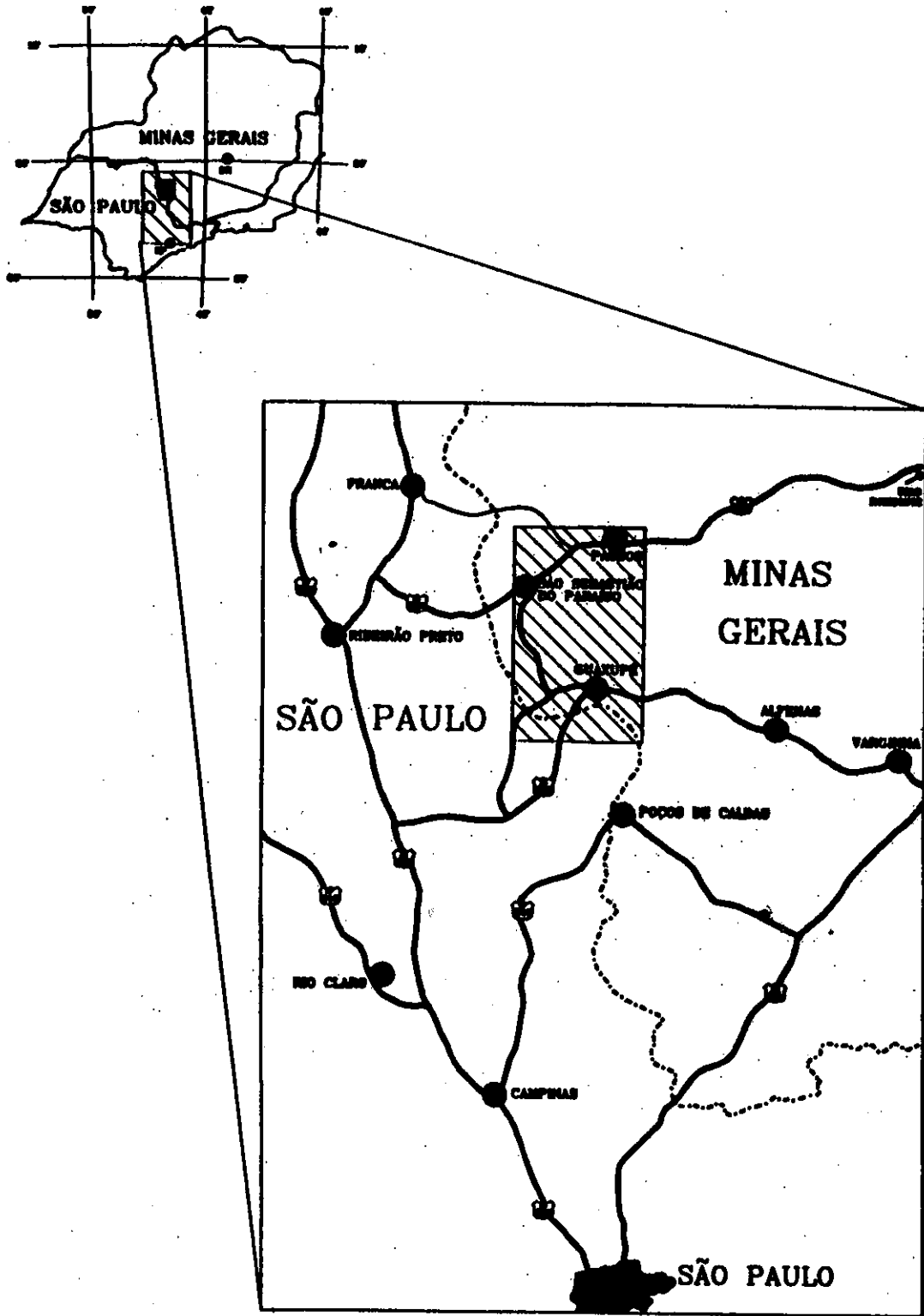


Fig. 1- Localização da área estudada

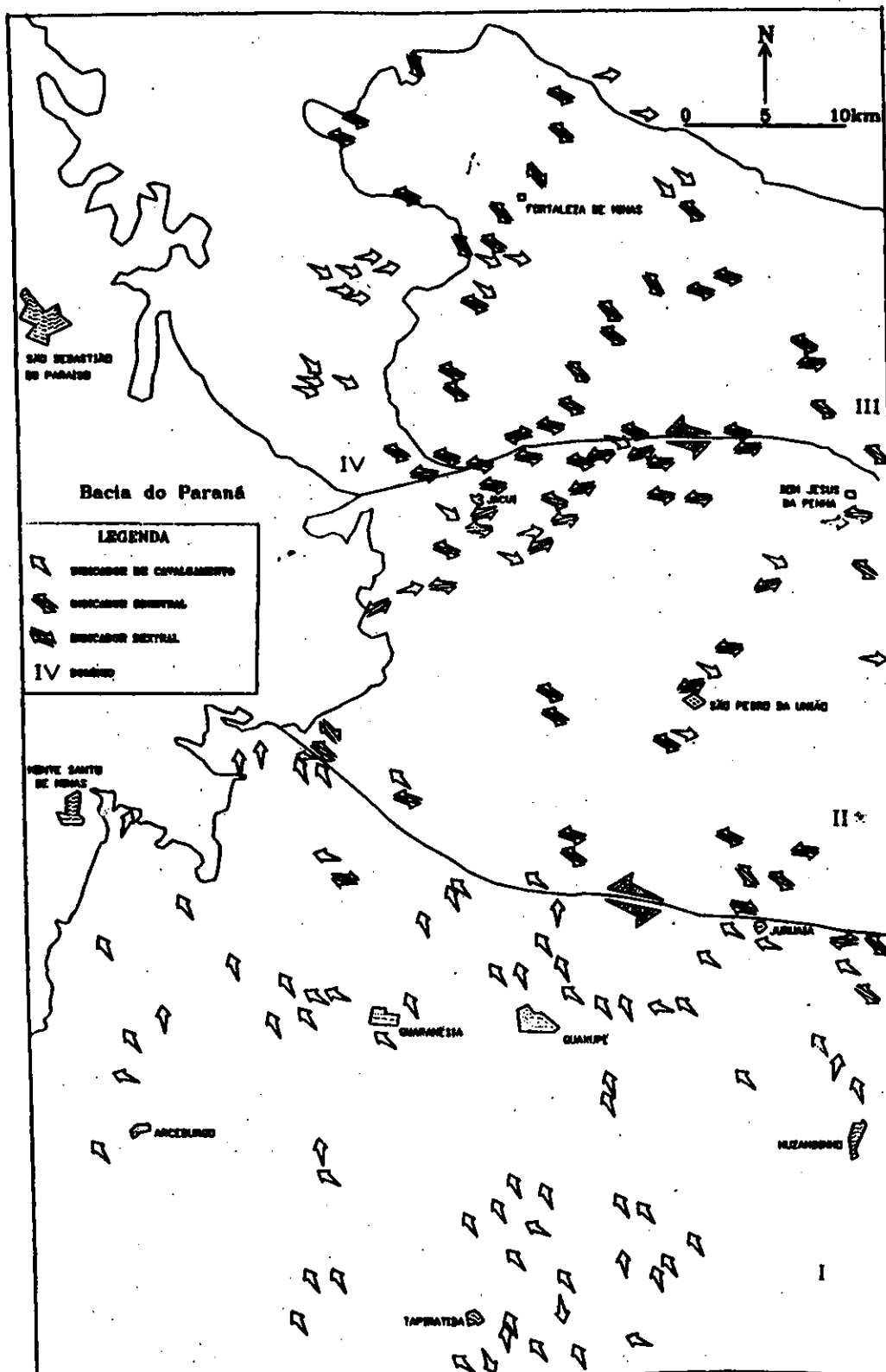


Fig. 2- Mapa dos indicadores do sentido do cisalhamento para o Bloco São Paulo (Domínio I), Faixa Intermediária (Domínio II) e para o embasamento (Domínio III) e para a cobertura (Domínio IV) do Bloco Brasília.

# TECTÔNICA COLISIONAL NO BRASIL CENTRAL: EVOLUÇÃO E IMPLICAÇÕES NO PADRÃO ESTRUTURAL

STRIEDER, ADELIR JOSÉ - CPGQ - IGEO - UFRGS

## INTRODUÇÃO

A atual arquitetura da Província Estrutural do Tocantins (PET, Fig. 1) tem sido encarada como o resultado da superposição e retomada de estruturas preferenciais em diversos ciclos tectônicos (p.ex.: Marini et al. 1984), ou como o resultado do amalgamento e da justaposição de vários fragmentos cratônicos num único episódio tectônico (Brito Neves & Cordani 1991). No entanto, estas proposições não incorporam estudos sobre a geometria regional das principais estruturas tectônicas da PET, tampouco baseiam a discussão da evolução tectônica em indicadores cinemáticos de escala regional.

Atualmente, alguns trabalhos têm trazido novas e importantes informações acerca de aspectos locais da geologia da PET. Strieder & Nilson (1991), por exemplo, relacionam fortes anomalias gravimétricas lineares com a presença de uma associação petroectônica do tipo melange ofiolítica para indicar a existência de sutura de placas litosféricas; também relacionam fortes inflexões de elementos estruturais a inflexões da anomalia gravimétrica linear para indicar um processo colisional frontal na PET.

Além disso, Pimentel & Fuck (1992) reconheceram a presença de unidades granito-gnáissicas (ca. 940-895 Ma) e vulcanossedimentares (ca. 930-760 Ma), cujas composições mostram afinidades com rochas formadas em arcos magmáticos imaturos. As unidades granito-gnáissicas do oeste do estado de Goiás têm composição cálcio-alcalina e são intrudidas por granitóides tardi - a pós-orogênicos (ca. 590-485 Ma) de composição calcio-alcalina (I-type) a alcalina (A-type) cujas relações isotópicas indicam fusão a partir de material crustal de idade aproximada de 900 Ma; as rochas vulcânicas, por seu turno, têm composição geoquímica variável entre basaltos baixo-K<sub>2</sub>O e riolitos alto-K<sub>2</sub>O; as associações vulcanossedimentares incorporam mármore, metacherts e vários corpos de rochas máficas e ultramáficas interpretados como fragmentos ofiolíticos desmembrados (Pimentel & Fuck 1992).

Na parte leste de Goiás, entretanto, ocorrem unidades granito-gnáissicas e sub-vulcânica/vulcânica (794 ± 10 Ma, Pimentel et al. 1992) cuja composição química mostra afinidade com rochas de caráter per-aluminoso, resultante da fusão acentuada de material sílico (Strieder 1993). Na datação da unidade sub-vulcânica/vulcânica, Pimentel et al. (1992) registram a presença de um componente herdado antigo (ca. 2,0

Ga) nas relações isotópicas, que resulta da refusão, ou da assimilação de crosta sílica antiga.

De acordo com estes dados, pode-se antever um cenário, durante o Neoproterozóico, onde duas placas litosféricas, portadoras de crosta continental sílica (crátons do São Francisco e Guaporé), estão em processo de convergência. O consumo de crosta oceânica (Fig. 2A) é responsável pela evolução ensimática (940-760 Ma, Pimentel & Fuck 1992), que dá origem a arcos magmáticos e a bacias tipo back-arc e/ou fore-arc sucessivamente acrescidas e amalgamadas no curso da convergência. O completo consumo da crosta oceânica justapõe os blocos sílicos mais antigos (Fig. 2B) e dá origem ao magmatismo per-aluminoso (ca. 800 Ma). A partir da colisão continental (Fig. 2C), desenvolve-se a Lâmina de Cavalcamento da Nappe de Abadiânia (LCNA), cuja pseudo-estratigrafia é gerada por um intenso processo de milonitização regional (D<sub>1</sub>: Strieder & Nilson 1993a); a LCNA contém uma sequência metassedimentar com fragmentos ofiolíticos desmembrados e unidades gnáissicas de diversas tipologias. No curso da colisão continental, ocorreram processos de duplicação de lâminas de cavalcamento (Strieder 1993), responsáveis pela imbricação de várias unidades tecto-estratigráficas. Os últimos estágios de deformação da crosta superior termalmente abrandada estão compreendidos no intervalo de 691 ± 30 Ma (Pimentel et al. 1992) a 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992).

Este artigo tem por objetivo discutir os parâmetros balizadores e as suas implicações na evolução da tectônica colisional da PET. O artigo pretende 1) apresentar as estruturas tectônicas de 1ª ordem, que funcionam como indicadores cinemáticos do processo colisional; 2) avaliar as influências das estruturas de 1ª ordem na geração de estruturas pós-colisionais; 3) discutir a magnitude do processo colisional.

## INDICADORES CINEMÁTICOS DA COLISÃO CONTINENTAL

A geometria das estruturas tectônicas mais importantes para a evolução da PET foram resgatadas a partir da análise de lineamentos (Strieder & Nilson 1993b). Dentre as estruturas analisadas, as inflexões das linhas de forma estrutural apresentam o maior potencial interpretativo, na medida em que funcionam como indicadores de direção de deslocamento das lâminas de cavalcamento e dos blocos crustais em convergência. Além disso, as inflexões possibilitam

quantificar o deslocamento mínimo sofrido pelas lâminas de cavalgamento (Strieder & Nilson 1993b).

As inflexões registradas no Mapa de Lineamentos da PET (Strieder 1993) foram separadas em dois grupos, de acordo com as suas características estruturais particulares:

a) inflexões marcadas por uma contínua mudança na orientação espacial das dobras e das superfícies de descontinuidade (rampas internas) que as definem. Este é o caso das inflexões de Goiânia, de Santa Cruz de Goiás, da Serra do Fundão e, possivelmente, das inflexões de Araxá e da Serra da Canastra.

b) inflexões marcadas pela articulação de falhas direcionais que truncam as estruturas pré-existentes. A Mega-inflexão dos Pirineus e a de Niquelândia são exemplos deste grupo.

Estes dois padrões estruturais de inflexão foram inicialmente previstos por Coward & Potts (1983) e possuem o mesmo significado cinemático para o deslocamento das lâminas de cavalgamento. A formação das falhas direcionais para acomodar o deslocamento diferencial das lâminas de cavalgamento está ligada a taxas de distorção (strain) mais altas. Deste modo, as falhas  $F_{K1}$  na região de Abadiânia (Strieder 1990) e as falhas do Lineamento de Niquelândia (Brod 1988) representam rampas laterais de seccionamento; as falhas  $F_3$  na região de Santa Cruz de Goiás, por sua vez, representam rampas de imbricação interna cuja orientação muda continuamente desde lateral até frontal.

As inflexões estruturais observadas, embora apresentem diferenças de organização interna e de magnitude de deslocamento diferencial, indicam uma mesma direção de deslocamento tectônico: S70-80E. Estas estruturas tectônicas são aproximadamente perpendiculares à forte anomalia gravimétrica linear que caracteriza a zona de sutura de duas placas continentais. Estas estruturas, portanto, não dão suporte à proposição de colisão oblíqua (Hasui & Haralyi 1985), mas à colisão frontal. A geometria das anomalias gravimétricas lineares e das estruturas tectônicas de 1ª ordem não corroboraram proposições que envolvam cavalgamento + rotação de blocos crustais.

As inflexões de Goiânia, de Santa Cruz de Goiás e da Serra do Fundão são estruturas que envolvem uma única lâmina de cavalgamento (LCNA); isto implica que estas inflexões foram determinadas por heterogeneidades internas da lâmina de cavalgamento. As demais inflexões (Niquelândia, Araxá, Serra da Canastra), conforme salientado pelas escarpas de frente-de-empurrão (Strieder & Nilson 1993b), envolvem a deformação conjunta de mais de uma lâmina de cavalgamento; nestes casos, as características geométricas parecem indicar que a heterogeneidade estrutural criada em uma determinada lâmina atuou no sentido de balizar o padrão deformacional a ser impresso na lâmina de cavalgamento superior.

A Mega-inflexão dos Pirineus (MIP) está associada à inflexão da anomalia gravimétrica linear que marca a zona sutura das duas placas continentais, de modo a caracterizar uma reentrância na placa

superior termalmente abrandada. Esta reentrância está associada a um recuo da LCNA logo a Oeste do Distrito Federal e foi interpretada como uma sintaxe tectônica desenvolvida pela indentação de uma cunha rígida ligada à placa continental em *underthrusting* (Strieder & Nilson 1991, 1993a, b).

A Inflexão da Serra da Canastra também está associada um recuo da LCNA, de forma a expor as litologias que compõem as lâminas de cavalgamento inferiores. Esta reentrância pode ser encarada como uma sintaxe tectônica, na medida em que permite a quantificação direta da sobreposição das lâminas de cavalgamento; esta reentrância, porém, não está associada à inflexão na anomalia gravimétrica linear de sutura crustal.

O Mapa de Lineamento da PET (Strieder 1993) revela que a Inflexão da Serra da Canastra é marcada pela continuidade física dos lineamentos nos seus flancos Norte e Sul. Isto significa que as unidades geológicas da LCNA têm continuidade nas unidades que contornam o Maciço de Guaxupé. Esta observação coloca um elemento estrutural importante na correlação dos metassedimentos Araxá-Canastra com os metassedimentos São João del Rei-Andrelândia, anteriormente realizada por meio de critérios de caráter litológico. A continuidade física das unidades geológicas em torno da Inflexão da Serra da Canastra e a sua continuidade no Maciço de Guaxupé é corroborada pela disposição da anomalia gravimétrica linear de sutura, a qual contorna o Maciço de Guaxupé.

Dentro destas condições, o Maciço de Guaxupé representa uma cunha continental termalmente abrandada em *overthrusting*, ligada à mesma placa Oeste indentada na MIP. A estrutura tectônica desenvolvida pela Cunha Guaxupé (Hasui et al. 1990) não representa, portanto, um indentador rígido capaz de produzir extensas zonas transcorrentes de acomodação em seus flancos. A Cunha Guaxupé caracteriza uma irregularidade cuneiforme do bloco continental Oeste alçada sobre o bloco continental Leste durante um processo colisional frontal, como demonstram as inflexões tectônicas descritas anteriormente. A Cunha Guaxupé possui características tectônicas contrárias àquelas desenvolvidas pela indentação da cunha rígida que dá origem à Síntaxe Tectônica de Brasília (MIP) e, por isso, foi designada como uma antitaxe tectônica por Strieder & Nilson (1991).

## IMPLICAÇÕES ESTRUTURAIS DA JUSTAPOSIÇÃO DE BORDOS IRREGULARES

Definidas a geometria e as condições cinemáticas envolvidas no processo colisional ocorrido na PET, pode-se avançar a discussão sobre os aspectos estruturais pós-colisionais pelos elementos discutidos anteriormente. Nesta seção, interessa analisar a distribuição geométrica das estruturas frágeis e/ou dúcteis, de caráter direcional, que emergem controladas pelas condições do processo colisional e que estão superpostas às estruturas tangenciais desenvolvidas durante a colisão; interessa, também,



discutir a relação entre a PET e a Província Estrutural da Mantiqueira (PEM) à Cunha de Guaxupé.

A indentação da cunha rígida do Cráton do São Francisco, materializada na MIP e na Sintaxe Tectônica de Brasília, exerce o controle da geometria e da cinemática das falhas e das zonas de cisalhamento desenvolvidas na crosta superior termalmente abrandada, conforme os modelos deformacionais apresentados por Tapponnier & Molnar (1976). Estas estruturas direcionais estão predominantemente localizadas na porção posterior da cadeia orogênica (Fig. 3) e devem constituir o que tem sido genericamente denominado como **Lineamentos Transbrasilianos**.

Na porção frontal da cadeia orogênica, as principais estruturas direcionais têm um controle diferente, exercido pelas inflexões de deslocamento diferencial das lâminas de cavalgamento. Conforme foi demonstrado por Strieder (1993), a distribuição das estruturas direcionais são controladas pelo elipsóide local de deformação; tais estruturas apresentam magnitude de deslocamento e extensão muito mais limitadas do que aquelas formadas no processo de indentação.

Dadas as características morfo-estruturais da Inflexão da Serra da Canastra, é possível avançar que a Cunha Guaxupé também possui estruturas direcionais superpostas controladas pelo modelo dinâmico proposto por Strieder (1993). O que parece claro a partir dos mapas de lineamentos apresentados por Hasui et al. (1990) e das imagens TM5 218/75 e 219/75 é que as estruturas direcionais superpostas não desenvolvem, pelo menos no flanco Norte, faixas/zonas de cisalhamento suficientemente largas e extensas para justificar, por si só, a forma acunhada observada em mapas geológicos e gravimétricos. A porção Leste e Sudeste da Cunha Guaxupé, no entanto, é truncada por extensas zonas de cisalhamento direcional dextral, ligadas ao processo colisional da Orogênese Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo 1992); assim, considera-se que o processo colisional que deu origem a atual configuração da PEM encontrou a Cunha Guaxupé já estabelecida.

A partir da geometria da anomalia gravimétrica linear que justifica a existência de uma sutura continental na PEM (Fig. 3) e da indicação de convergência frontal na parte Norte da província (Ulhein & Trompette 1991), pode-se sugerir que as estruturas transcorrentes da porção Sudoeste da PEM são decorrência natural de aproximação e colisão oblíqua de blocos continentais e não o resultado da justaposição de bordos com pequenas irregularidades, ou terminações de blocos cratônicos antigos, como propõem Vauchez et al (1991).

## CONCLUSÕES

A atual arquitetura da PET foi desenvolvida após o completo consumo de uma placa oceânica, com a conseqüente acreção e amalgamento de arcos magmáticos juvenis e a instalação de um processo colisional (ca. 800 Ma). O processo colisional

desenvolveu uma série de estruturas tectônicas de larga escala num intervalo de aproximadamente 100 - 140 Ma. As principais estruturas tectônicas são inflexões que balizam a direção de deslocamento das lâminas de cavalgamento e da colisão continental.. Esta direção (S70 - 80E) é aproximadamente perpendicular à forte anomalia gravimétrica de sutura crustal e, portanto, indica uma colisão frontal.

A MIP está associada a uma sintaxe tectônica e a uma inflexão da anomalia gravimétrica linear de sutura; caracteriza, portanto, a indentação de uma cunha rígida em *underthrusting*, ligada ao Cráton do São Francisco. A Cunha Guaxupé é contornada pela mesma anomalia gravimétrica linear, mas representa o *overthrusting* de um bloco continental irregular, termalmente abrandado. Estas duas estruturas cuneiformes desenvolvem distintas estruturas direcionais pós-colisionais.

A aproximação e colisão do Cráton do Congo para dar origem à PEM encontra a PET já estabelecida na Cunha Guaxupé. Em grande escala, a aproximação do Cráton do Congo com o bloco continental São Francisco-Guaporé interpõe bordos continentais não-combináveis e resulta numa diferenciação do processo colisional: convergência frontal no segmento Norte e oblíqua no segmento Sudoeste da PEM.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Precambrian Res., 53:23-40
- BROD, J.A. 1988. Brasília 267 p. (Dissert. Mestrado, IG/UnB (inédito))
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.V.H. 1992. IN: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992, Bol. Res. Exp... São Paulo, SBG/SP, v. 1:276-277
- COWARD, M.P. & POTTS, G.J. 1983. Jour. Struct. Geol., 5(3/4): 383-399
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S. & EBERT, H.D. 1990. IN: Congr. Bras. Geol. 36, Natal, 1990, Anais... Natal, SBG/NE, v. 5:2296-2308
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. MIOTO, J.A. HAMZA, V.M. & RODRIGUES, C.R.V. 1985. Contr. à Geologia e à Petrologia, SBG/MG, p. 71-93.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. IN: Simp. Geol. Centro-Oeste 2, 1985 SBG-GO/BsB, Goiânia-GO, Ata..., p. 120-144
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUÉRCIO, S.O.C. & RAMALHO, R. 1984. IN: Geologia do Brasil, C. Schobbenhaus et al. (coords.), Publ. Esp. DNPMMME, 501 p.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Geology, 20:375-379
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L. & FUCK, R.A. 1992. An. Acad. Bras. Ci., 64 (1):19-28
- STRIEDER, A.J. 1990. Rev. Bras. Geoc., 20:239-257
- STRIEDER, A.J. 1993. Brasília, 258 p. (Tese de Doutorado, IG/UnB) (inédito).
- STRIEDER, A.J. & AMARO V.E. Structural patterns removed from remotely sensed lineaments. Em preparação...
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1991. Rev. Bras. Geoc., 21(3); no prelo
- STRIEDER, A.J. & NILSON A.A. 1993a. IN: Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, 1993, Anais... Salvador, SBG/BA,
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1993b. IN: Simp. Nac. Est. Tect., 4, Belo Horizonte, 1993, neste volume ....
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. 1976. Nature, 264:319-324
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO SILVA, M. & TROMPETTE, R. 1992. IN: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992, Bol. Res. Exp... São Paulo, SBG/SP, v. 1:373-374
- ULHEIN, A. & TROMPETTE, R. 1991. IN: Simp. Nac. Est. Tect., 3, Rio Claro, 1991, Atas... Rio Claro, p. 17-18.

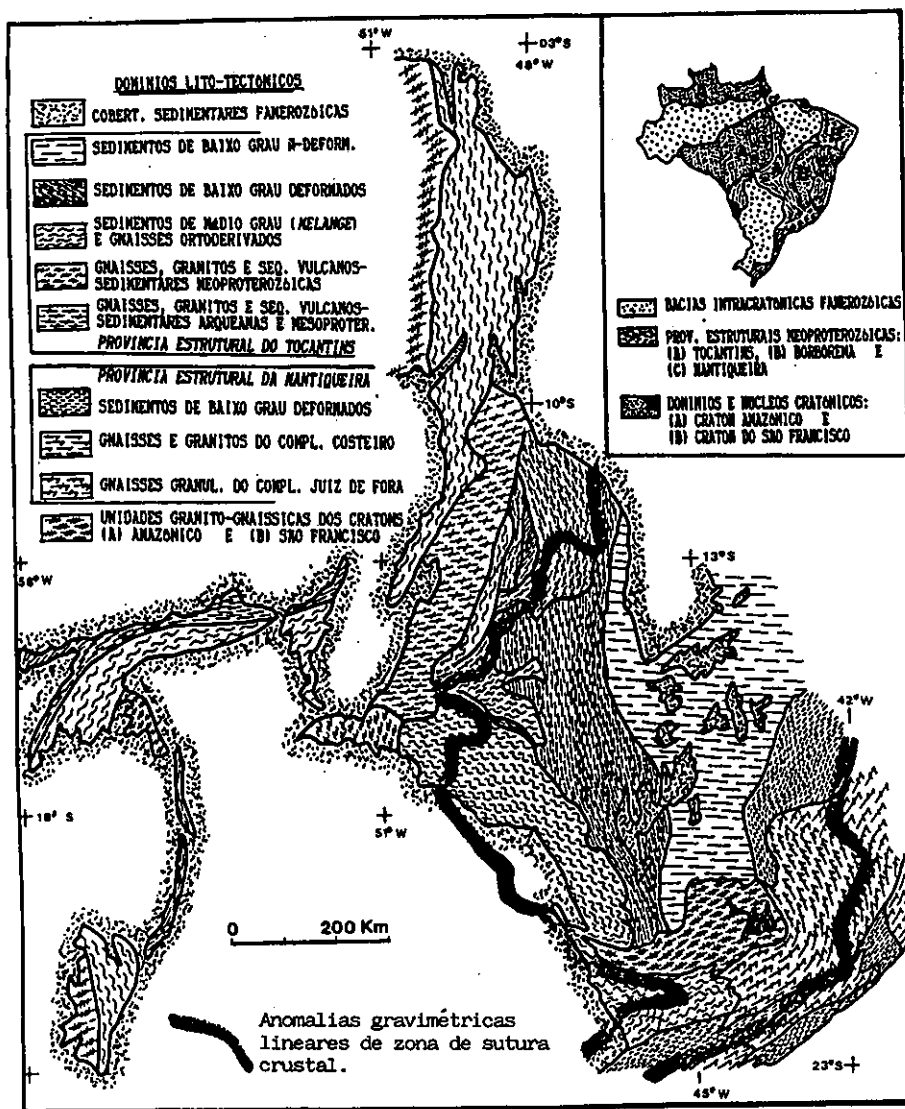


Figura 1 - Esboço dos domínios lito-tectônicos da PET, da sua relação com os domínios da PEM (Prov. Estr. da Mantiqueira) e com as anomalias gravimétricas de sutura crustal (Tipo 1 de Haralyi et al. 1985).

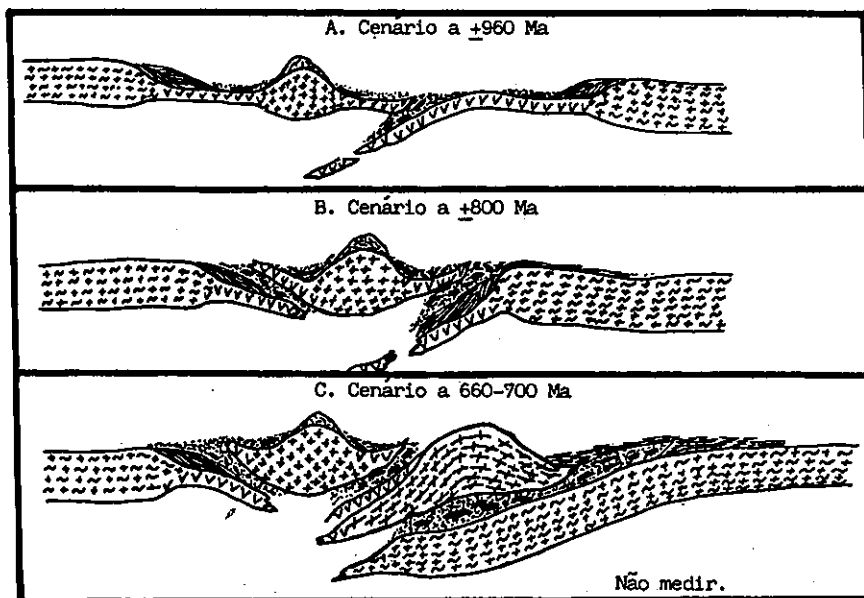


Figura 2 - Seções geológicas esquemáticas para representar a evolução tectônica da PET em diferentes etapas durante o Neoproterozóico. (Ver discussão no texto).

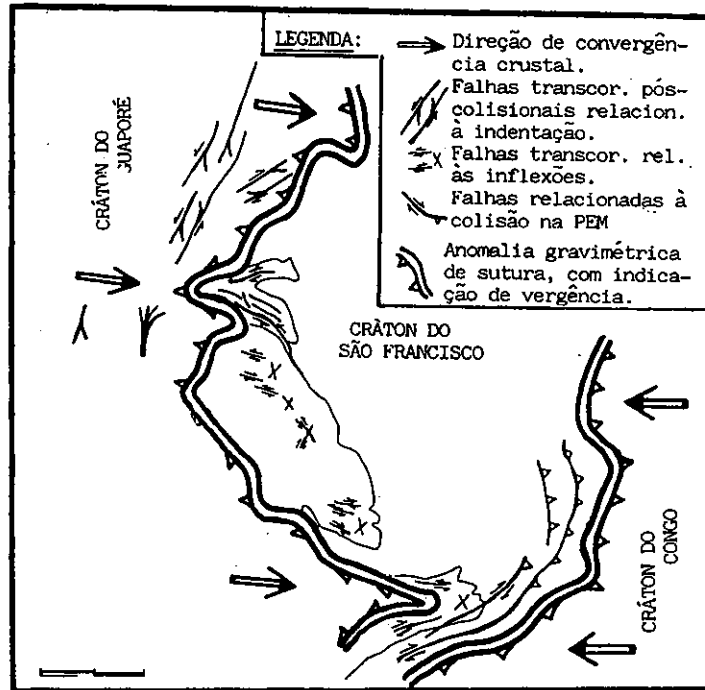


Figura 3 - Esboço da relação entre a geometria das placas continentais justapostas pelos eventos colisionais Neoproterozóico e as estruturas rúpteis pós-colisionais (ver discussão no texto)

## A ZONA SISMOGÊNICA DE SANTOS

**JOSÉ AUGUSTO MIOTO** - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE S. P. - IPT  
**YOCITERU HASUI** - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP/CÂMPUS DE RIO CLARO

Coube a LISBOA (1909) referir o Estado do Rio de Janeiro como uma das *quatro regiões no Brasil afetadas periodicamente por terremotos*. Três anos depois, J.C. Branner reuniu esta região sísmica à do Bom Sucesso em Minas Gerais e definiu uma extensa área de atividade sísmica contornada pelas cidades de Paranaguá, Bom Sucesso, Carandaí e Rio de Janeiro. Em seu interior, os eventos de Bom Sucesso mereceram deste pesquisador uma atenção quanto à gênese tectônica (BRANNER 1920), cujos mecanismos foram discutidos por MALAMPHY e ODDONE (1937).

Quase vinte anos após, em 1978, os sismos de Região Sudeste foram observados no contexto de *zonas de crônica fraqueza crustal* por Y. Hasui e W.L. Ponçano, uma idéia baseada em grandes geossuturas, como se fosse o pré-lançamento das idéias dos blocos crustais que floresceu nos anos 80. HASUI et al. (1978) tentaram correlacionar os sismos às grandes falhas das serras do Mar e Mantiqueira que, desde o Pré-Cambriano, influenciaram os processos geológicos na área. Esta instabilidade já fôra suspeita por FÚLFARO e PONÇANO (1974) na Serra do Mar, uma faixa com *tensões tectônicas residuais que poderiam ser liberadas em processos de movimentação contemporânea*. De fato, seus terrenos encontram-se, em muitos locais, sob condições de pré-ruptura, a se julgar pelos grandes escorregamentos suspeitos e observados, além da sismicidade induzida verificada junto aos reservatórios das barragens Paraiibuna-Paraitinga e Jaguari em 1977 e do modelo flexural da região entre Paranaguá e Rio de Janeiro indicados por ALMEIDA (1976) e SUGUIO e MARTIN (1976).

Entretanto, nesta fase de vinculação tectônica da sismicidade brasileira, coube a H. Haberlechner, em 1978, propor a Província Sismotectônica da Zona de Transcorrência São Paulo, reunindo todos os eventos no ambiente das falhas transcorrentes e das bacias tafrogênicas entre São Paulo e Rio de Janeiro. Este pesquisador reporta movimentos verticais terciários na região e a continuidade de ajustes crustais até os dias de hoje.

Em 1979, estudos da Universidade de Brasília indicaram três regiões sismotectônicas para a área: (1) região compreendida entre Cananéia e Florianópolis; (2) região do nordeste de São Paulo; (3) região compreendida entre o norte do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo.

As duas últimas foram consideradas como uma província sismotectônica. Uma quarta região sismotectônica (nor-nordeste de São Paulo e vale do Rio Grande) foi indicada, sugerindo-se que seu

posicionamento em ângulo reto com as outras resultaria em área de grande atividade sísmica.

Também naquele ano, a Weston Geophysical Corporation indicou três províncias sísmicas na área: São Paulo, Bom Sucesso-Campos e Paranapanema-Santa Cruz. Tal resultado de regionalização sísmica foi surpreendente, contrariando a organização dos procedimentos da USNRC. HASUI et al. (1982) reformularam o quadro de estabilidade regional para uso no projeto das centrais nucleares de Angra dos Reis, introduzindo e caracterizando as zonas sismogênicas de Bom Sucesso, Pinhal, Caxambu, Cunha, Cabo Frio e Campos. Pela primeira vez no País, foi caracterizada *a vinculação de sismos a áreas de maior mobilidade terciária e neotectônica*. E, no ano seguinte, estes resultados foram veiculados por J.A. Mioto e Y. Hasui no interesse da Geologia de Engenharia do Sudeste Brasileiro.

O zoneamento sísmico efetuado pelo IAG (1981) estabeleceu a Região Sísmica do Sudeste, *compreendendo, principalmente, a área do sul de Minas, oeste do Estado de São Paulo e Estado do Rio de Janeiro*, uma das mais sísmicas do Brasil.

SADOWSKI e DIAS NETO (1981) propuseram o Linamento Sismotectônico de Cabo Frio, uma faixa de instabilidade contemporânea vinculada à trajetória do magmatismo alcalino Mesozóico-Terciário com base no modelo de *hot spot*. Nos estudos do IPT (1983) foram discutidos alguns pontos polêmicos para comprovação do lineamento, também não comprovado por DIAS NETO (1986) em sua análise sismotectônica do Sudeste Brasileiro, considerando energia liberada pelos sismos; mais tarde, ALMEIDA (1991) o caracterizou como um *alinhamento magmático, em detrimento do sismotectônico, cuja caracterização é mais sujeita a dúvidas*.

Na análise de risco sísmico do Sudeste Brasileiro, J.A. Mioto, em 1983, sugeriu a Zona Sismogênica de Cananéia ou Paranaguá, ampliando para sete o número de zonas geradoras estabelecido pelo IPT em 1981.

Segundo VELOSO e MENDIGUREN (1983), *a concentração de atividade na Região Sudeste parece pertencer a uma longa faixa sísmica que secciona todo o país na direção NW-SE desde o Estado do Mato Grosso continuando pelo centro de Goiás, Mato Grosso do Sul, sudeste de São Paulo e nordeste do Paraná até interromper-se no Atlântico após ultrapassar a Plataforma Continental. É interessante observar também que a sismicidade não se faz presente ao longo de toda a costa brasileira. Pelo contrário, ela praticamente concentra-se frente aos Estados do Rio de Janeiro e São Paulo*. Estas últimas

observações foram confirmadas pelo registro de sismos de junho de 1982 até março de 1993, concentrando-se os eventos entre a Cadeia Vitória-Trindade e a Dorsal de São Paulo (Lineamento de Florianópolis).

Em 1984, J. Berrocal e colaboradores definiram a Região Sismotectônica do Sudeste, no domínio da Faixa de Deformação Brasileira, sem maiores inferências geoestruturais.

As mesmas idéias de regionalização sísmica do IAG (1981) foram empregadas pelo IPT (1984), mantendo coerência ao quadro de regiões sísmicas, mesmo dispondo dos resultados da análise de estabilidade regional (o Mapa Sismotectônico do Brasil, mesmo simplificado, não poderia refletir critérios diferentes de zoneamento sísmico).

Na ampla revisão geológica do Estado de São Paulo e regiões vizinhas, efetuada em 1989 pelo IPT, o contorno das zonas sismogênicas de Pinhal, Caxambu, Cananéia e Cunha foi alterado tendo em conta as informações gravimétricas e de evolução tectônica disponíveis. Esta mesma regionalização foi mantida por MIOTO (1990) e pelo IPT (1991), numa fase de transição para novos avanços, como divulgado por HASUI (1990); neste último exercício de regionalização, Y. Hasui sugere as zonas sismogênicas relacionadas ao quadro de suturas da intraplaca brasileira, a partir de idéias alicerçadas pelos estudos de HASUI e MIOTO (1988) e do IPT (1989b), as mesmas adotadas nesta pesquisa.

As zonas sismogênicas identificadas na Região Sudeste compreendem três em área continental e uma em área oceânica, denominadas: Pinhal (à borda NE da *Bacia do Paraná*), Cananéia (faixa de exposição do embasamento nos estados do Paraná e São Paulo), Cunha (preservando as áreas e envolvendo as zonas Caxambu e Campos) e Santos (englobando os eventos a leste da Falha de Santos, da bacia homônima, da Zona Sismogênica de Cabo Frio, da Bacia de Campos e da porção ocidental do Platô de São Paulo).

As referências à atividade sísmica na área marinha da Região Sudeste são encontradas nos estudos da UnB (1979), ASSUMPCÃO et al. (1980), IAG (1981), SADOWSKI e DIAS NETO (1981), IPT (1981, 1984b, 1989b, 1991), HASUI et al. (1982), VELOSO e MENDIGUREN (1983), BERROCAL et al. (1983, 1984) MIOTO (1983), BASSINI et al. (1984), DIAS NETO (1986) e BASSINI (1986). Contudo, a sua compreensão no quadro de estabilidade regional foi manifestada apenas em alguns estudos. As idéias sobre o Lineamento Sismotectônico de Cabo Frio (SADOWSKI e DIAS NETO 1981) restringiram a atividade ao Alto de Cabo Frio e, mais tarde, DIAS NETO (1986) não conseguiu comprovar tal descontinuidade. As sugestões de VELOSO e MENDIGUREN (1983), por sua vez, englobam a atividade sísmica marinha em uma zona sísmica (FIGURA 12) destituída de fundamentação geológico-tectônica. BERROCAL et al. (1984) definiram a Região Sismotectônica Oceânica do Sudeste, compreendendo as *bacias de Santos e Campos e a porção ocidental dos lineamentos do Atlântico sul (Vitória-Trindade, Rio*

*de Janeiro, Florianópolis e Porto Alegre), e localizada frente ao Sudeste Brasileiro. Os sismos mais importantes assinalados por estes pesquisadores foram os da Cadeia Vitória-Trindade (28/02/1.955, mb = 6,3) e o de Campos (24/10/1.972, mb = 4,8). O sismo de Tubarão-SC (28/06/1.939) com mb = 5,5 e intensidade epicentral inferida de VII MM poderia ser incluído nesta região, embora o mesmo tenha sido considerado como pertencente à Região Sismotectônica do Sudeste. Estes três eventos foram sentidos na porção continental do território brasileiro. Lembrando outros eventos menores que foram registrados pelas estações sismográficas, eles consideram provável que os sismos da região ocorridos na plataforma continental possam ser associados à Faixa de Dobramentos Brasileiros do Sudeste, supondo que a Faixa tenha continuidade na plataforma. A FIGURA 189 ilustra esta proposta de região sismotectônica.*

Na visão do IPT, desde 1981, a sugestão é de se reconhecer uma atividade sísmica na área marinha complementar àquela continental, no contexto de uma flexura crustal envolvendo as serras da Mantiqueira e do Mar e a profunda Bacia de Santos, decorrente da atuação do Soerguimento da Mantiqueira e dos processos de separação continental. Desta maneira foram conduzidos os estudos em 1981, 1984, 1989 e 1991, encampados por HASUI et al. (1992) e MIOTO (1983, 1990), com a identificação da Zona Sismogênica de Cabo Frio e outros eventos dispersos na Bacia de Santos. Muito recentemente, com ampliação do acervo de dados simológicos na área marinha do Sudeste Brasileiro, tem-se cogitado em propor uma zona geradora de sismos ante a costa dos estados de Santa Catarina/Paraná/São Paulo/Rio de Janeiro e Espírito Santo. Nesta oportunidade, ela é qualificada como Zona Sismogênica de Santos, uma zona que tem seu domínio maior na bacia sedimentar homônima; esta proposição engloba a Zona Sismogênica de Campos e não considera o Lineamento Sismotectônico de Cabo Frio na área como uma faixa de atividade particular, distribuindo-se os epicentros entre a Flexura de Santos e as porções mais espessas das bacias de Santos e Campos.

O contorno da zona sismogênica é diferente e mais modesto que os propostos por VELOSO e MENDIGUREN (1983) e BERROCAL et al. (1984) para suas áreas de instabilidade marinha. A norte ele é dado pelo traço sul da Cadeia Vitória-Trindade, à frente do Alto de Vitória, entre os depocentros sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos; a sul, o limite acompanha o traço das extensões salinas junto ao Lineamento de Florianópolis; a oeste, o contorno provisório e transitório, acompanha a isóbata de 50 m, junto à Falha de Santos e a Charneira da Bacia de Campos não distantes da Sutura de Ubatuba; e a leste, ele é traçado próximo ao limite oriental do Platô de São Paulo. Esta estrutura, que se interpõe aos talude e sopé continentais no Sudeste Brasileiro (PÁLMA 1984), não tem sismos em toda sua extensão, necessitando ainda uma melhor caracterização de estabilidade a partir dos estudos de KOWSMANN et al. (1982) e de GUIMARÃES et

al.(1982). As instabilidades progressivas marcadas por rifteamentos a partir do *estágio pré-rift* (LABRECQUE e GORINI 1989), também necessitam detalhamentos maiores porque, a exemplo das observações de RIDEG (1974) SADOWSKI e DIAS NETO (1981) sobre deformações no traçado de transcorrências entre o Rio de Janeiro e Moji-Guaçu, foram cogitados reflexos dos eventos ligados à propagação dos riftes entre Cabo Frio e Angra dos Reis (FIGURA 168).

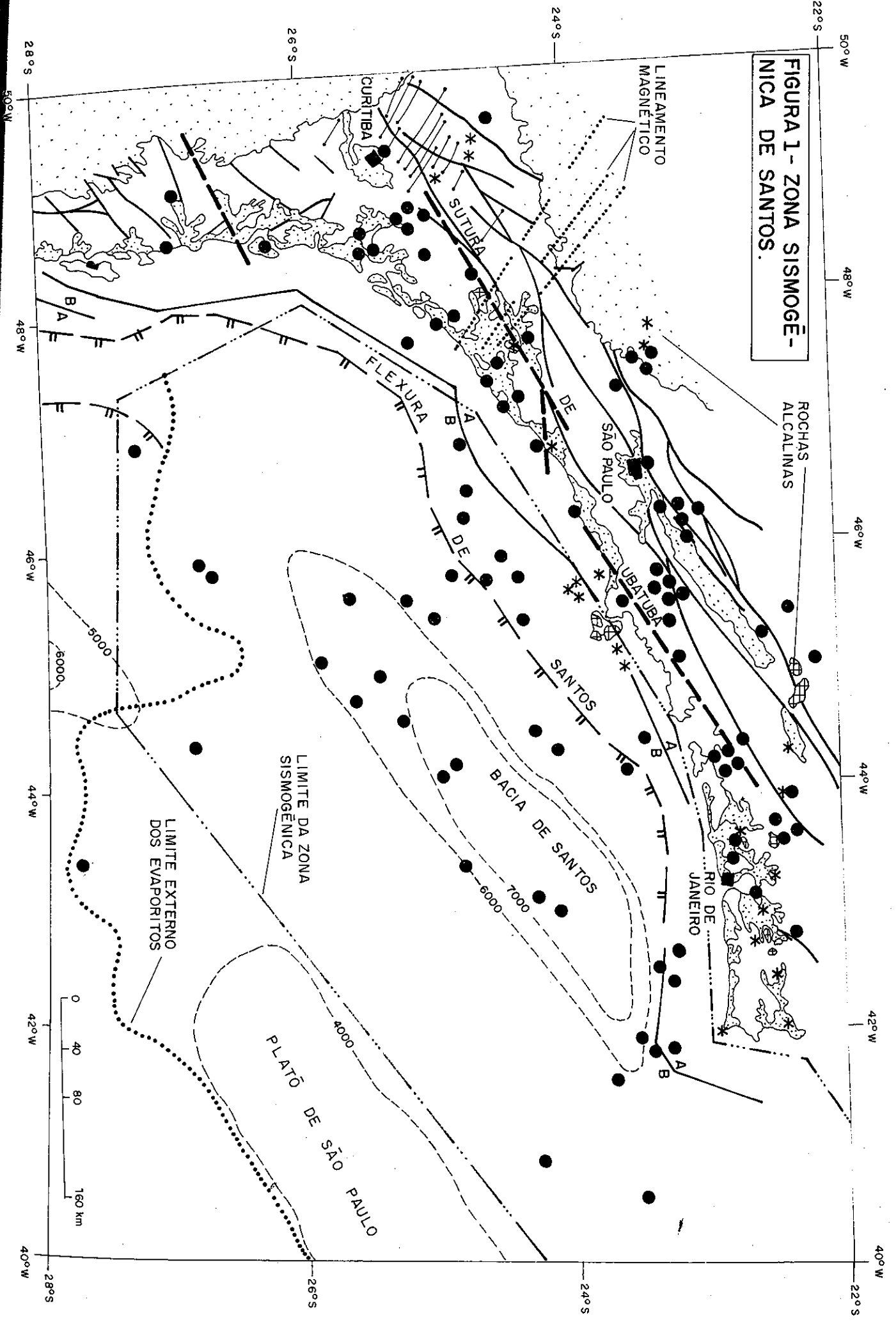
Caracteristicamente, os sismos possuem magnitudes baixas, predominando aquelas situadas entre 2,6 e 3,5 mb. Não existem determinações da direção e tipo dos esforços tectônicos atuantes na área, excetuando-se para aquele sismo da Cadeia Vitória-Trindade, de compressão sub-horizontal orientado a SW-NE. A Zona Sismogênica de Santos é ilustrada na FIGURA 1, onde se destaca sua vinculação a NW com a Sutura de Ubatuba..

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, V.48 (Suplemento), p. 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 423-428.
- BERROCAL, J., ASSUMPCÃO, M., ANTEZANA, R., DIAS NETO, C.M., ORTEGA, R., FRANÇA, H. e VELOSO, J.A.V. 1984. *Sismicidade do Brasil*. São Paulo, Instituto Astronômico Geofísico-USP e Comissão Nacional de Energia Nuclear, 320p.
- BRANNER, J.C. 1912. Earthquakes in Brazil. *The Bulletin of the Seismological Society of America*, V.II, N.2, p. 105-117.
- BRANNER, J.C. 1920. Recent earthquakes in Brazil. *Bulletin of the Seismological Society of America*, V.X, p. 90-104.
- DIAS NETO, C.M. 1986. *Contribuição à Análise Sismotectônica da Região Sudeste do Brasil*. São Paulo, 121 p. (Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências-USP).
- FÚLFARO, V.J. e PONÇANO, W.L. 1974. Recent tectonic features in the Serra do Mar region, State of São Paulo, Brazil, and its importance to Engineering Geology. In INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 2, São Paulo, 1974. *Proceedings...* São Paulo, IAEG/ABGE, V.1, p. II-7.1-II-7.7.
- GUIMARÃES, P.P.D., ALMEIDA, H.P., KOWSMANN, R.O., COSTA, M.P.A. e BOA HORA, M.P.P. 1982. Modelagem gravimétrica na porção sul do Platô de São Paulo e suas implicações geológicas. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, V.4, p. 1570-1575.
- HABERLEHNER, H. 1978. Análise sismotectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo, ABGE, V.1, p. 297-329.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990. SBG-Minas Gerais, *Boletim* N.11, p. 1-31.
- HASUI, Y. e MIOTO, J.A. 1988. A Zona Sismogênica de Porangatu (GO). In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, V.5, p. 2173-2186.
- HASUI, Y. e PONÇANO, W.L. 1978. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo, ABGE, V.1, p. 331-338.
- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M., MIOTO, J.A. e MELO, M.S. 1982. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo, 149p. (IPT, Publicação N. 1225, Série Monografias-7).
- HASUI, Y., PONÇANO, W.L., BISTRICHI, C.A. e STEIN, D.P. 1978. Os falhamentos e a sismicidade natural da região das serras da Mantiqueira e do Mar. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo, ABGE, V.1, p. 353-357.
- INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO. 1981. *Regionalização sísmica do Brasil*. São Paulo, 2V., 214p. (IAG-USP. Relatório Científico Final).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S.A. 1981. *Geologia, tectônica e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo, DMGA, 170p. (IPT. Relatório 15 211).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S.A. 1983. *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários da área de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP)*. São Paulo, DMGA, 2 V. (IPT. Relatório 17 737).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S.A. 1984. *Análise de risco sísmico do Estado de São Paulo e regiões vizinhas. Estabelecimento de medidas de proteção comunitária*. São Paulo, DMGA, 110p. (IPT. Relatório 20 573).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S.A. 1989b. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. DMGA, 2V., 289p. (IPT. Relatório 27 394).
- KOWSMANN, R.O., COSTA, M.P.A., ALMEIDA, H.P., GUIMARÃES, P.P.D. e BOA HORA, M.P.P. 1982. Geologia estrutural do Platô de São Paulo. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, V.4, p. 1558-1569.
- LABRECQUE, J.L. e GORINI, M.A. 1989. Development of the Sierra Geral-Rio Grande rise hot spot trend. In CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGf, V.2, p. 809-814.
- LISBOA, A. 1909. *Tremores de terra no Brasil*. Jornal do Commercio. Rio de Janeiro, janeiro.
- LISBOA, N.A., SCHUCK, M.T.G.O., EICK, N.C. e CARRARO, C.C. 1985. Identificação de uma estrutura tectônica elíptica na Formação Serra Geral (RS), através de imagens do Landsat, radar e aerofotos. In SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis, SBG, p. 131-145.
- MALAMPHY, M.C. e ODDONE, D.S. 1937. Movimentos sísmicos. In L.J. Moraes e M.C. Malampy (Coord.) - *Geologia e Movimentos Sísmicos de Bom Sucesso, Minas Geraes*. DNPM, *Boletim* N.17, p. 25-62.
- MIOTO, J.A. 1990. Tentativa de zoneamento sísmico do Sudeste Brasileiro. In WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990. SBG-Minas Gerais, *Boletim* N.11, p. 33-45.
- PALMA, J.J.C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In C.Schobbenhaus et al. (Coord.) - *Geologia do Brasil*, Brasília, DNPM, Capítulo XI, p. 429-441.
- RIDEG, P. 1974. Ubatuba lineament: identification of new pre-rift feature. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V.58, p. 2362-2366.
- SADOWSKI, G.R. e DIAS NETO, C.M. 1981. O Lineamento sismotectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, V.11, N.4, p. 209-212.
- VELOSO, J.A.V. e MENDIGUREN, J.A. 1983. *Arquivo Sísmico da Estação Sismológica da Universidade de Brasília*. Relato encaminhado à ABGE-Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, Brasília, 31p.



FIGURA 1 - ZONA SISMOGÊNICA DE SANTOS.



# CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DAS ESTRUTURAS RASAS NA BACIA POTIGUAR: ANÁLISE ESTRUTURAL DO AFLORAMENTO AFONSO BEZERRA (RN) E ADJACÊNCIAS

DIÓGENES CUSTÓDIO DE OLIVEIRA  
RENATO MARCOS DARROS DE MATOS  
UBIRACI MANOEL SOARES

PETROBRÁS/DEBAR/DIREX/SERINT. AV INTERVENTOR MÁRIO CÂMARA, 2783, CEP 59074-600, NAZARÉ, NATAL, RN.

## INTRODUÇÃO

O Afloramento de Afonso Bezerra (AAB) é uma das melhores exposições da falha homônima. Localiza-se a noroeste da cidade que emprestou-lhe o nome, precisamente próximo ao cruzamento do Rio Amargoso com a linha ferroviária (figura 1B). A importância do estudo desse afloramento reside no entendimento melhor dos processos cinemáticos e dinâmicos das reativações pós-rifte da Bacia Potiguar.

Nos mapas geológicos de Cypriano & Nunes (1968) há o registro, nesta região, de falhas de direção NW-SE, porém falta a caracterização do movimento entre os blocos. Hackspacher et al. (1985) foram os primeiros a reconhecer a ocorrência de alinhamentos de fraturas também de orientação NW-SE, além de descrever feições lito-estruturais de falhas na região e denominá-lo de Falha de Afonso Bezerra. Fortes (1987) mapeou e estendeu ao embasamento cristalino adjacente o alinhamento de fraturas que constitui a falha. Essas fraturas no embasamento foram intrudidas por diques de provável idade brasileira (Oliveira, 1992), o que confere uma idade pré-cambriana para essas feições, embora cortem a estruturação contínua de natureza dúctil das encaixantes.

A interferência dessa estruturação NW (da qual o AAB faz parte) em alto ângulo com as feições estruturais pretéritas (NE-SW) delimitadoras do Rifte Potiguar, durante o processo de reativação, permitem o aparecimento de trapas de petróleo, a exemplo da que ocorre em alguns campos da Bacia. Com efeito, o estudo da deformação superficial fornece subsídios para a compreensão dessas estruturas em profundidade, além de ajudar no estabelecimento dos possíveis "momentos críticos" que, fecha ou abre o sistema petrolífero no local. Neste contexto, o presente trabalho contribui com a análise estrutural e descritiva das estruturas rasas, apesar do caráter localizado, que constituem o Lineamento de Afonso Bezerra (LAB).

## GEOLOGIA E ANÁLISE ESTRUTURAL

### Arcabouço Geológico

Regionalmente o LAB representa um agrupamento de fraturas que se alinham segundo a

direção NW-SE e se estendem desde a sul de Lages (RN), adentrando-se a Bacia Potiguar até sudeste de Macau (RN). Alcança cerca de 200Km de comprimento e 5 a 20 Km de largura (figura 1A). A grande maioria das fraturas alinhadas é de difícil observação em campo, todavia são muito bem marcadas em imagens de satélite e fotografias aéreas. Neste particular, um fato bastante interessante é que não afetam (ou ainda não foi observado) os diques mesozóicos do Magmatismo Rio Ceará Mirim. Em contrapartida parece haver um forte alinhamento do Magmatismo Macau de idade terciária segundo a direção NNW (de acordo com o mapa geológico de Fortes, 1987).

A geologia das adjacências de Afonso Bezerra consiste basicamente de um embasamento cristalino composto por gnáisses e xistos com batólitos de granitóides. Esse substrato é seccionado por diques de idade juro-cretácea e coberto por arenitos flúvio-deltáicos (Fm Açú) e por calcários de águas rasas (Fm Jandaíra) de idades meso e neocretácea. Por toda a região ocorrem intrusões de *plugs* de basaltos alcalinos (Magmatismo Macau) com 20/40Ma.

É notável o controle do LAB na distribuição/deposição das unidades estratigráficas pós-rift, evidenciada sobretudo na descontinuidade areal da zona de ocorrência da Fm Açú, cuja porção leste possui cerca de 5km passando a ter cerca de 10/15km a oeste do Lineamento, e na inflexão da linha de borda da Bacia Potiguar (figura 1A).

### Feições Lito-Estruturais

O AAB representa uma das melhores exposições de estruturas rasas que se traduz em reativações na Bacia Potiguar. No local aflora a interface entre o arenito da Fm Açú (basal) e o calcário da Fm Jandaíra, e ocorre uma falha de rejeito direcional com dimensões decamétricas (falha principal; figura 2A). Associadas a esta aparecem mesofalhas conjugadas e uma dobra cônica ampla.

A falha principal possui uma geometria bastante irregular (figura 2A), porém sobressai uma direção aproximadamente E-W, com mergulhos entre 40/70° (figura 3FP). Onde observado, o espelho de falha denota estrias horizontais semelhantes a sulcos. Localmente a falha se alarga formando uma zona,



onde desenvolve-se um intenso cataclasmamento (zonas de *gouge*). A análise cinemática das feições permite classificar a tal falha como direcional-dextral. Já a combinação dessa análise com o posicionamento relativo entre os blocos revela que a AAB provavelmente é uma região de transpressão em um local de *restraining bend* (no sentido de Christie-Blick & Biddle, 1985).

Considerando os conceitos dos autores acima, aparece ao redor da falha principal, as dobras periféricas que, no caso em estudo, é uma dobra cônica muito ampla (em forma de domo; figura 2A). Como ilustrado na figura 3AAB-3, o eixo da dobra é subvertical, com os acamamentos mergulhando para todas as direções. Da maneira observada no AAB, ela mede cerca de 30m de comprimento de onda. Por toda área de afloramento ocorrem, de modo penetrativo e conjugado, as mesofalhas com direção preferencial NW-SE (figura 3AAB). Há predominância destas no calcário, tendo seus espelhos de tamanhos métricos, subverticais com estrias finas e de poucos centímetros de comprimento.

No mesmo contexto geológico, nas adjacências da cidade de Afonso Bezerra (RN), nota-se a presença de falhas normais com vários metros de tamanho e com planos estriados (figura 2B). Outra estrutura bastante comum na região são as *zones of deformation band* (de Aydin & Johnson, 1978) que, de modo geral, são de arranjo anastomosado, subvertical, com comprimentos de dezenas e larguras de poucos metros. Também foram tomadas as medidas do padrão de fraturamento sistemático da região. As fraturas são métricas, comumente subverticais, contudo não definiram uma orientação predominante.

#### Análise Dinâmica

A orientação dos tensores de *paleostress* foi calculada pelo "método dos diedros direitos" de Angelier & Mechler (1977), com a utilização do programa "Fault Kinematic" desenvolvido por Allmendinger et al. (1991).

Embora da maneira como observado no AAB pareça ser uma falha inversa (figura 2A), a análise do conjunto de estruturas mostra que trata-se de uma falha de movimento direcional, cuja orientação dos tensores são:  $\sigma_3$  (extensão) - subhorizontal (até mergulhar cerca de 50° para o caso da falha principal; figura 3FP) com direção E-W, enquanto  $\sigma_1$  (compressão) é subhorizontal/N-S em ambos os casos (figura 3AAB e FP).

Com referência as mesofalhas que ocorrem nas adjacências (figura 3A a F), geralmente normais, aparece dois padrões na orientação dos tensores ( $\sigma_3$ ), ambos subhorizontais ou com baixos ângulos de mergulho. Um conjunto revela uma extensão NE-SW, enquanto outro indica extensão N-S.

O fato da coexistência de falhas normais, aparentemente sem corresponder ao mesmo tensor de *paleostress* em zonas de *restraining bend* de uma falha de movimento direcional é comum (ver discussões a respeito dos ambientes tectônicos de uma falha direcional em Christie-Blick & Biddle, 1985;

em Letouzey et al., 1990 no que se refere as orientações dos tensores). A inexistência de uma relação angular compatível entre essas feições é provavelmente devida a um ajuste geométrico entre os pequenos blocos (*drags*) que compõem a zona de transpressão.

#### CONCLUSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS

Este trabalho é o primeiro de uma série onde serão efetuados análise estrutural e estudos dos mecanismos de deformação rasa na Bacia Potiguar. Sabe-se atualmente que esta deformação reflete as estruturas em subsuperfície, sobretudo no que se refere a fase pós-rift que é o principal sistema petrolífero da Bacia emersa (Matos, 1993). Essa associação estrutural é constatada, onde há a interferência do Trend de Carnaubais com o LAB (comunicação verbal de G. Gusso e F Lima Neto, 1990/1991). Da mesma forma os prospectos estudados no Alto de Macau e adjacências procuram áreas onde as falhas NW-SE seccionem aquelas delimitadoras das entidades tectônicas principais. A faixa de ocorrência dos lineamentos NW-SE parece controlar, no limite sul da bacia, a geometria da borda da Bacia.

Neste contexto, o AAB e adjacências reflete uma região de *restraining bend* de uma falha direcional dextral (LAB) cuja compressão que a gerou é N-S/subhorizontal. Particularmente a falha principal no AAB representa uma variante de um feixe de fraturas que compõem o referido lineamento. Ao longo desse plano de falha há o desenvolvimento de cataclastos finos/*gouge*, sendo difícil de se observar indicadores cinemáticos. Não obstante, por todo o afloramento desenvolvem-se mesofalhas conjugadas coerentes em termos da atitude do tensor de *paleostress* (supracitado).

Próximo a zona de transpressão da falha principal (no AAB) aparece um antifórme periférico, o que corrobora as feições estruturais indicadas nas seções sísmicas de alta resolução ao longo do Trend de Carnaubais (Matos, 1993). À semelhança das estruturas de petróleo ao longo do referido Trend, essa dobra é cônica e bastante ampla, cujo eixo é subvertical. Com referência ao *paleostress* obtido a partir das mesoestruturas das adjacências do AAB (falhas normais e *zones of deformation band*), provavelmente as mesmas representem um ajuste entre o arranjo dos blocos na região de *restraining bend* do LAB.

A idade do evento reativador ainda é discutível e pouco conhecida. Especulativamente existem duas alternativas, as quais o processo de reativação pode estar associado: a) ao limite Cretáceo/Terciário (Matos, 1993), marcado na Bacia pela grande erosão campaniana das seqüências cretáceas; o outro é relacionado ao tectonismo que gerou o Magmatismo Macau (20-40Ma), como sugere o mapa geológico de Fortes (1987).

## AGRADECIMENTOS

O inventário estrutural no qual o trabalho foi baseado, em parte é devido a D. C. Oliveira (financiado pelo Convênio Petrobrás/UFOP) e a uma visita ao AAB em que participou L. Magnavita (financiada pela Petrobrás/Debar/Direx). Ao Marcos Lana e ao revisor anônimo da Comissão Organizadora do Simpósio pela revisão crítica e sugestões. Ao W. Silveira pelo auxílio no decorrer do trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

ALLMENDINGER, R.W.; CHARLESWORTH, H.A.K.; ERSLEV, E.A.; GUTH, P.; LANGENBERG, C.W.; PECHER, A.; WHALLEY, J.S. 1991. Microcomputer techniques and applications: microcomputer software for structural geologists. *Journ. Struc. Geol.*, 13(9): 1079-1083.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Geol. France*, 19: 1309-1318.

AYDIN, A. & JOHNSON, P. 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Paleoph.*, 116: 931-942.

CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip fault. *Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. Publ.*, N°37, p. 1-34.

CYPRIANO, J.L. & NUNES, A.B. 1968. *Geologia da Bacia Potiguar*. Maceió. Petrobrás/Depex. 74 p. (rel. Interno).

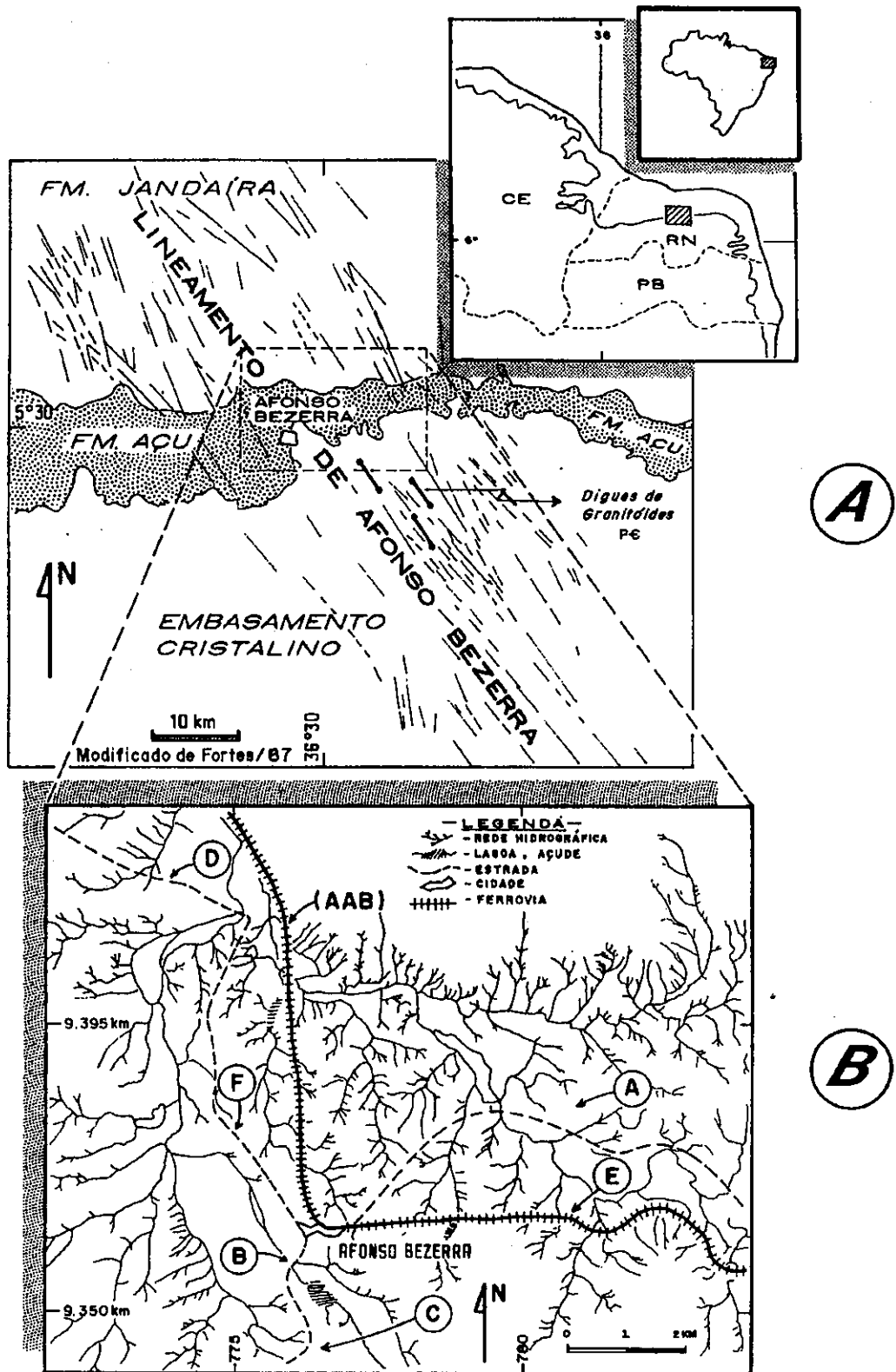
FORTES, F.P. 1987. *Mapa Geológico da Bacia Potiguar (escala 1:100.000), a origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do Ciclo Tectono-Orogénico Brasileiro*. Natal. Petrobrás/Debar/Dinter. 116 p. (Rel. Interno).

HACKSPACHER, P.C.; CORSINO, A.R.; SRIVASTAVA, N.K.; TIRIBA, V.F. 1985. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar. *Bol. DG-CCE/UFRN*, 10: 34-44.

LETOUZEY, J.; WERNER, P.; MARTY, A. 1990. Fault reactivation and structural inversion: Backarc and intraplate compressive deformations. Exemple of Eastern Sunda Shelf (Indonésia). *Tectonophysics*, 183: 431-362.

MATOS, R.M.D. 1993. *Resolução sísmica versus modelos geológicos na exploração da Bacia Potiguar*. Natal. Petrobrás/Debar/direx. 10 p. (Rel. Interno).

OLIVEIRA, D.C. 1992. *O papel do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil): implicações na formação do Rift Potiguar*. Ouro Preto. 172 p. (dissert. mestrado, UFOP/DEGEO).



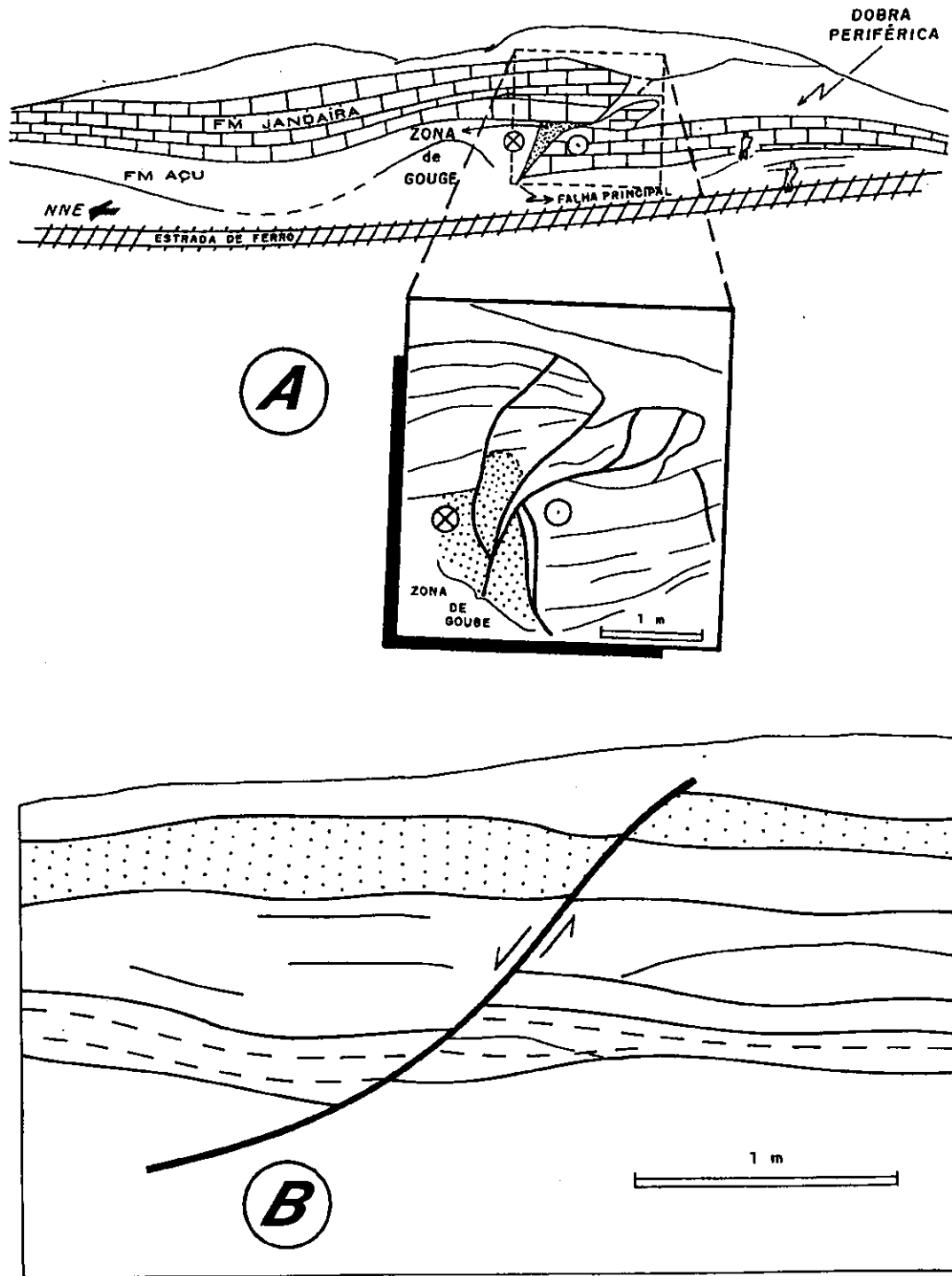


FIG.: 2 (A) ESQUEMA DO AFLORAMENTO DE AFONSO BEZERRA (AAB; DISTORÇÃO DEVIDO À POSIÇÃO DAS FOTOGRAFIAS), MOSTRANDO A FALHA PRINCIPAL E A DOBRA PERIFÉRICA. (B) EXEMPLO DE UMA MESOFALHA NORMAL DAS ADJACÊNCIAS DO AAB. CORRESPONDE AO PONTO (E) NA FIGURA 1.

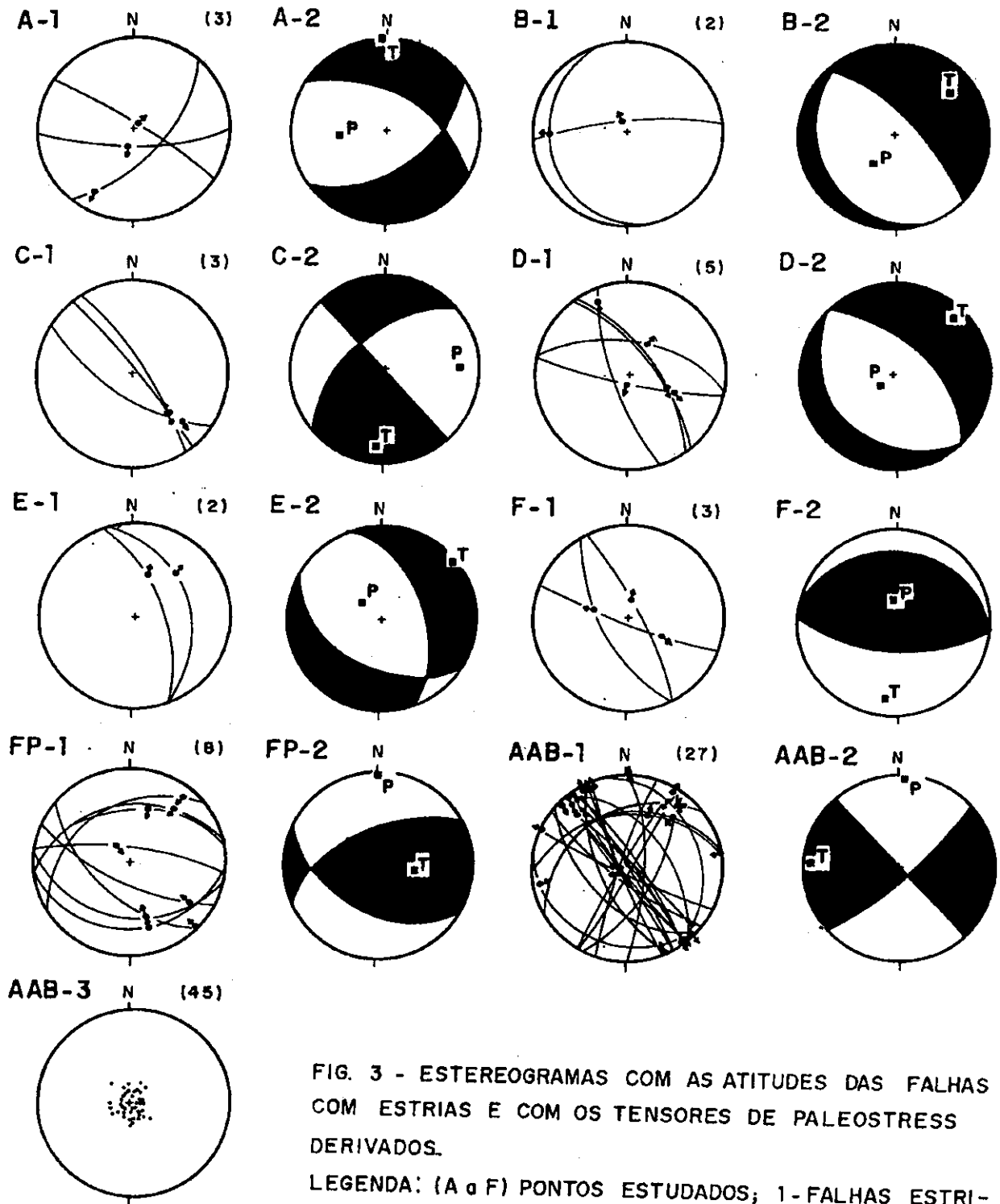


FIG. 3 - ESTEREOGRAMAS COM AS ATITUDES DAS FALHAS COM ESTRIAS E COM OS TENSORES DE PALEOSTRESS DERIVADOS.

LEGENDA: (A a F) PONTOS ESTUDADOS; 1 - FALHAS ESTRIADAS; 2 - TENSORES DE PALEOSTRESS; P - SIGMA 1 E T - SIGMA 3; 3 - POLOS DOS PLANOS DE ACAMAMENTO, FP - FALHA PRINCIPAL; AAB - AFLO-

RAMENTO DE AFONSO BEZERRA, NÚMEROS NOS PARÊNTESES CORRESPONDEM AOS NÚMEROS DE MEDIDAS. OBS: AS PORÇÕES ESCURAS DAS GUIRLANDAS INDICAM OS DIEDROS DE EXTENSÃO. VER LOCALIZAÇÃO NA FIGURA 1B - REDE DE SCHMIDT-CALOTA INFERIOR.

# CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES FANEROZÓICOS DO GONGO SOCO, SINCLINAL GANDARELA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

**JOSÉ RICARDO MAIZATTO**  
**PAULO DE TARSO A. CASTRO**  
**JOSÉ ROBERTO S. CHIAVEGATTO**  
 DEGEO\EM\UFOP

## INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Quadrilátero Ferrífero tem sido palco de estudos geológicos desde meados do século passado, em função, principalmente, dos recursos minerais que encerra. A parte os depósitos aluvionares e coluvionares de interesse econômico do Quaternário, os registros sedimentares fanerozóicos não têm merecido atenção dos estudiosos das geociências, quando comparados às rochas proterozóicas. Dentre os depósitos sedimentares fanerozóicos, os da região do Gongo Soco foram um dos mais recentemente descobertos para as ciências, descritos por Saadi *et al.* (1992).

O objetivo deste trabalho é apresentar novas informações a respeito dos depósitos de Gongo Soco, fornecendo subsídios para a compreensão de sua origem e evolução.

## ROCHAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

As rochas sedimentares fanerozóicas são conhecidas no Quadrilátero Ferrífero desde o final do século passado quando Gorceix (1884) descreveu as ocorrências de Gandarela e Fonseca. Embora o interesse sobre elas, em função da utilização do linhito como fonte energética durante a 2ª Grande Guerra tenha se elevado (Dorr, 1969), somente a partir da década de 1950 com a campanha de mapeamento gerada pelo convênio USGS-DNPM é que foram reconhecidas novas ocorrências, registradas através de poucas linhas nos relatórios.

Na coluna estratigráfica apresentada por Dorr (1969), as únicas rochas sedimentares fanerozóicas estão incluídas na Formação Florália, de idade terciária, mas são descritas como sendo pertencentes à Formação Fonseca, denominação dada por Maxwell (1965 in Dorr, 1969), da bacia do Fonseca, próximo a cidade de mesmo nome. É constituída predominantemente por linhitos, siltitos, argilitos e arenitos depositados sobre conglomerados.

Os principais depósitos conhecidos estão restritos às bacias do Gandarela, Fonseca, Rio do Peixe e de Gongo Soco. A idade destes depósitos sedimentares e os critérios de datação são os seguintes:

- na bacia do Fonseca, foram encontrados restos vegetais fossilizados pertencentes ao Plioceno ou ao Mioceno Superior (Gorceix, 1884);

- nos depósitos do Vale do Rio do Peixe, próximo a Represa do Miguelão (quadrícula de Macacos), foram identificados sedimentos apresentando folhas fossilizadas, datadas por Broun (*apud* Pomerene, 1964) como sendo terciárias;

- estudos palinológicos realizados na bacia do Gandarela determinaram a idade entre o Eoceno e o Eomioceno, segundo Pinto & Regali (1991);

- Os depósitos sedimentares do Gongo Soco foram definidos como sendo do Terciário por Saadi *et al.* (1992) com base em "restos de folhas de vegetais idênticos aos da Bacia do Gandarela [que] foram encontrados em meio a um seixo de argila orgânica endurecida (amostra fornecida pelo engenheiro da SOCOIMEX, Maurílio)".

Saadi *et al.* (1992) definem os depósitos do Gongo Soco, como de origem fluvio-lacustre, sendo constituídos litologicamente por arenitos por vezes argilosos, argilas caulínicas maciças, brechas polimíticas de leques aluviais, brechas compostas por fragmentos de vários tamanhos de hematita e depósitos bem estratificados compostos por fragmentos de itabirito, entre outros.

Segundo Saadi *et al.* (1992) os depósitos encontram-se assentados sobre dolomitos alterados, cujas camadas apresentam-se inclinadas 25° a 50° para SSE. A ocorrência de inclinações consideravelmente altas, substrato dolomítico e de falhamentos que cortam a seção, suscita dúvidas quanto à sua origem e evolução: tectônica e / ou dolinamento.

## LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E DOS LEVANTAMENTOS EXECUTADOS

As áreas de exposição dos depósitos sedimentares do Gongo Soco, estão localizadas junto a cabeceira do Rio Gongo Velho, na porção central da aba norte do Sinclinal do Gandarela, em áreas pertencentes a empresa mineradora SOCOIMEX, cujo acesso se faz pela estrada de terra que liga as cidades de Barão de Cocais e Caeté. Os afloramentos encontrados estão situados tanto nos cortes artificiais associados à malha rodoviária de acesso ao morro onde se localiza o escritório da SOCOIMEX, em seus flancos leste e

sul, como nos taludes artificiais da "pera" ferroviária, no flanco leste do mesmo morro. Por ser região de atividade mineradora os ribeirões se encontram assoreados, impedindo a execução de perfis nas drenagens. A cobertura vegetal desta região é bastante intensa, contribuindo para a escassez de afloramentos.

Os perfis gráficos-sedimentares e a seção 1 estão localizados na "pera" ferroviária de Gongo Soco no flanco leste do morro do escritório da mineração SOCOIMEX.

## ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

As características geomorfológicas da área estudada, são respostas às diferentes resistências que as rochas apresentam à erosão e aos condicionantes tectônicos que atuaram na região.

Nas áreas topograficamente elevadas, encontram-se cristas de itabirito pertencentes à Formação Cauê, capeados por canga. Os dolomitos da Formação Gandarela apresentam-se extremamente intemperizados formando morros mais arredondados e relativamente pouco elevados, situados no Vale do Rio Socorro e nas vertentes baixas da Serra Geral.

Em regiões mais baixas, estão presentes rochas pertencentes ao Grupo Piracicaba formadas principalmente por xistos, filitos e quartzitos que se caracterizam por estarem bastante alterados e pela comparativamente baixa resistência à erosão.

Segundo Moore (1969), nessa região, a canga pode apresentar-se como camadas espessas e resistentes variando entre 1 e 10 metros, recobrendo uma superfície erosiva mais antiga.

## ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE GONGO SOCO

Os depósitos cenozóicos do Gongo Soco encontram-se sobrejacentes a itabiritos dolomíticos em contato discordante, observado localmente no perfil 3.

De acordo com a análise detalhada feita a partir dos dados obtidos nos perfis, foi possível distinguir as seguintes fácies (Maizatto, 1993):

### Fácies A

Esta fácies é constituída por diamictitos formados predominantemente por fragmentos na sua maioria angulosos a subangulosos de hematita, itabirito e quartzo sustentados por uma matriz silto-argilosa e por vezes francamente argilosa.

Esses fragmentos ocorrem de modo geral dispersos nessa matriz e apresentam dimensões que variam de 1cm a 8cm. A proporção de fragmentos de itabirito e hematita em relação ao quartzo aumenta em direção ao topo.

No que se refere à matriz, nota-se uma variação de cor indo do castanho claro ao castanho escuro. A espessura encontrada para esta fácies varia entre 2,5m e 75m.

### Fácies B

Esta fácies é composta por brechas, com fragmentos na maioria sub-angulosos de itabirito e hematita apresentando-se com dimensões que variam entre 10cm e 30cm, envolvidos em matriz síltico-arenosa. A espessura desta fácies encontrada em afloramentos é em torno de 2,0m. Normalmente encontra-se associada por intercalação com a fácies A.

### Fácies D

A fácies D é constituída por arenito quartzoso de granulometria média e coloração amarelada a rosada, apresentando níveis centimétricos de silte. Há alternância entre níveis de areia média grossa e média. Esta fácies apresenta-se com espessura variando entre 2,5m a 20,0m.

### Fácies E

Trata-se de diamictitos caracterizados pela presença de matriz essencialmente hematítica sustentando fragmentos sub angulosos de hematita e itabirito com tamanhos entre 10cm e 15cm. Por vezes há intercalação com níveis constituídos por grãos de quartzo subangulosos envoltos em matrizcimento silto-argiloso extremamente ferruginoso e compacto. Nota-se, por vezes, a alternância de níveis cuja seleção granulométrica é maior. A espessura dessa fácies, varia entre 10,0m e 15,0m.

Através das características observadas concluiu-se que esses depósitos formaram-se através de fluxos de detritos associados à leques aluviais.

No que diz respeito a possível origem da matriz silto-argilosa que sustenta os fragmentos nos diamictitos (fácies A) encontrados nos depósitos do Gongo Soco, podem ser consideradas duas fontes prováveis:

- alteração dos filitos da Formação Batatal;
- alteração dos granitóides da região do Complexo de Caeté.

Contudo, a contribuição das rochas graníticas na formação da matriz silto-argilosa parece descartada devido a ausência de fragmentos de quartzo plutônico nos afloramentos.

Através de análise das fácies encontradas, é possível individualizar uma fase na qual predominam os depósitos oriundos de fluxos de detritos. Durante a atuação desses fluxos, ocorreram ocasiões onde o aporte de fragmentos de fração granulométrica grossa foi mais presente, formando pacotes de brechas (fácies B) intercaladas nos diamictitos (fácies A). A origem dos diamictitos de matriz hematítica provavelmente estaria ligada a fluxos gravitacionais não viscosos associados, parcialmente, a fluxos aquosos responsáveis pela presença de níveis com maior seleção granulométrica (fácies E). Como pode ser observado no perfil 1, há uma tendência ao aumento da ocorrência de sedimentos oriundos de fluxos sub-aquosos em direção ao topo da seção. Tal tendência poderia estar associada à instalação de períodos mais úmidos na região. É possível, assim, evidenciar neste

contexto, um estágio em que se nota, não mais a presença de fluxos viscosos e sim de fluxos mais aquosos e seletivos, formando uma fácies silto-arenosa (fácies D). A nível de ocorrência em afloramento, a fase em que se observa depósitos derivados de fluxos viscosos corresponde a 85%, enquanto que a fase mais aquosa apresenta-se em torno de 15%.

## A IDADE DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES DE GONGO SOCO

A determinação da idade dos depósitos sedimentares do Gongo Soco, não pode ser baseada no mesmo critério utilizado por Saadi *et al.* (1992), já que nos perfis levantados, não foi encontrado nenhum indício da presença de seixos argilosos portando impressões fossilizadas de plantas.

Em vista disso utilizou-se de critérios estratigráficos e geomorfológicos para atribuir a idade aproximada desses sedimentos, citados a seguir:

- os depósitos sedimentares do Gongo Soco, provavelmente não são de idade proterozóica, pois se desconhecem registros bibliográficos que indiquem, neste período, a ocorrência de semelhante litologia com relação ao contexto envolvendo os grupos Piracicaba e Itabira no Quadrilátero Ferrífero. Ademais, a ausência de metamorfismo e o estilo tectônico destas rochas não estão em acordo com os referentes as rochas proterozóicas presentes no sinclinal Gandarela;

- no topo das cristas de itabiritos ocorre uma camada de canga recobrendo uma superfície de erosão datada por MOORE (1969), como sendo de idade Terciária. Esta superfície, segundo a classificação de King (1956), corresponderia à superfície Pós-Gondwânica formada no Cretáceo Superior;

- os depósitos sedimentares do Gongo Soco, estando localizados adjacentes e topograficamente abaixo desta superfície de erosão, seriam formados, pois, posteriormente a ela (Figura 1);

- não foram encontrados fragmentos de canga nos depósitos sedimentares do Gongo Soco, sugerindo que esses sedimentos tenham sido depositados anteriormente à formação da canga que sustenta a crista dos itabiritos.

Todos os indícios citados acima, apontam a idade Terciária para esses sedimentos.

## FEIÇÕES ESTRUTURAIS

Em termos de feições estruturais reconhecem-se basicamente três tipos de estruturas de caráter rúptil como fraturas, falhas normais e falhas reversas com estruturas subordinadas tais como dobras de arrasto, estruturas tipo duplex e estrias.

Cronologicamente, as falhas reversas ocorreram posteriormente às falhas normais, aproveitando, por vezes, os planos destas e/ou do acamamento para o seu desenvolvimento.

Na seção mostrada na figura 2, de NNW para SSE no intervalo de 0 a 175m, as falhas reversas apresentam mergulhos que variam continuamente de 70°S a 45°N. Já na porção intermediária dessa seção predominam falhas verticalizadas tanto reversas como normais além de fraturas verticais. Para SSE desta região, onde ocorre a fácies D, observa-se uma superposição de estruturas tectônicas e sin deposicionais evidenciadas por um complexo arranjo de falhas normais e reversas (com dobras associadas) e dobramentos com planos axiais curvos. O arranjo de falhamentos reversos sugere uma estrutura em flor, cuja origem estaria associada à esforços transpressivos (Endo & Castro, em preparação).

## CONCLUSÕES

Os rochas sedimentares do Gongo Soco são fruto da deposição em leques aluviais sob a ação, principalmente, de fluxo de detritos.

Evidências geomorfológicas e estratigráficas indicam idade terciária para os depósitos do Gongo Soco.

Os depósitos sedimentares do Gongo Soco, tais como os da Bacia do Gandarela, estiveram sujeitos a ação de processos tectônicos sin- e pos deposicionais.

## BIBLIOGRAFIA

- DORR II, J.N.V. 1969 Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Washington U.S. Geol Survey Prof. Paper. 110p. (641a).
- ENDO, I; CASTRO, P.T.A. A respeito dos mecanismos de geração e deformação dos depósitos cenozóicos de Gongo Soco, Norte do Quadrilátero Ferrífero, MG (em preparação).
- GORCEIX, H. 1884. Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto - Gandarela e Fonseca - Minas Gerais - Brasil. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, 3:75-92.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental - Rev. Bras. Geogr., 18(2): 147-265.
- MAIZATTO, J.R. 1993. Estratigrafia e tectônica das rochas cenozóicas da Bacia de Gandarela e da região de Gongo Soco, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. UFOP/EM/DEGEO. Trabalho final de Graduação. 111p.
- MOORE, B.S.L. 1969. Geology and Ore Deposits of the Antônio dos Santos, Gongo Soco and Conceição do Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brasil. Washington. U.S. Geol. Survey Professional Paper. 105p. (341-I).
- PINTO, A.D.P.; REGALI, M.S.P. 1991. Palinoestratigrafia dos Sedimentos Terciários da Bacia do Gandarela, Minas Gerais - Brasil. Rev. Esc. Minas. 44(1): 10-15.
- POMERENE, J.B. 1964. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirite and Macacos Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. Washington. U. S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER. 84 p. (341-D).
- SAADI, A.; SGARBI, G.N.C.; ROSIERE, C.A. 1992. A bacia do Gongo Soco, nova bacia Terciária no Quadrilátero Ferrífero: controle cárstico e/ou tectônico. 37 Congresso Brasileiro de Geologia - SBG/SP, São Paulo, S.P., pg. 600-601.



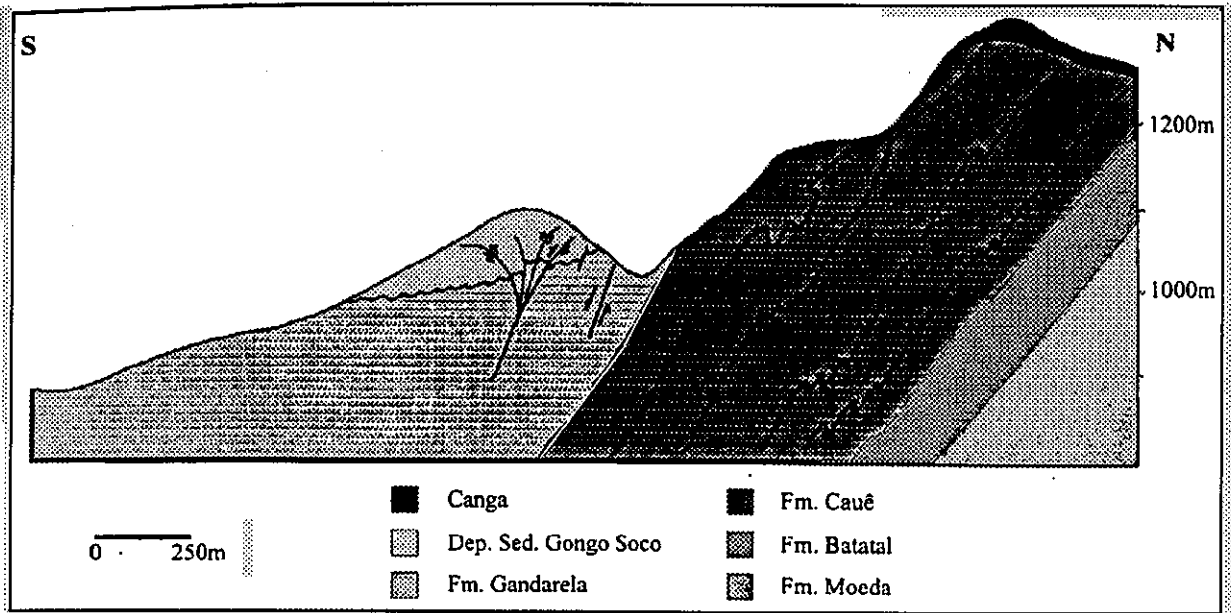


Figura 1: Perfil geológico da aba norte do Sinclinal Gandarela mostrando a disposição dos depósitos sedimentares do Gongo Soco.

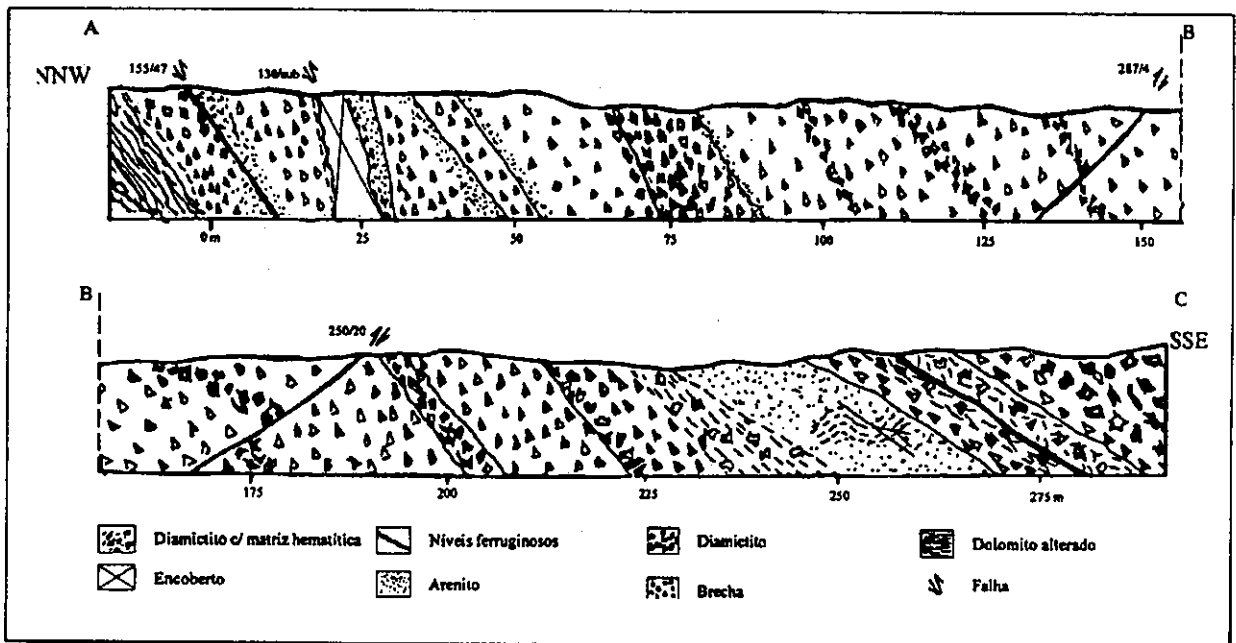
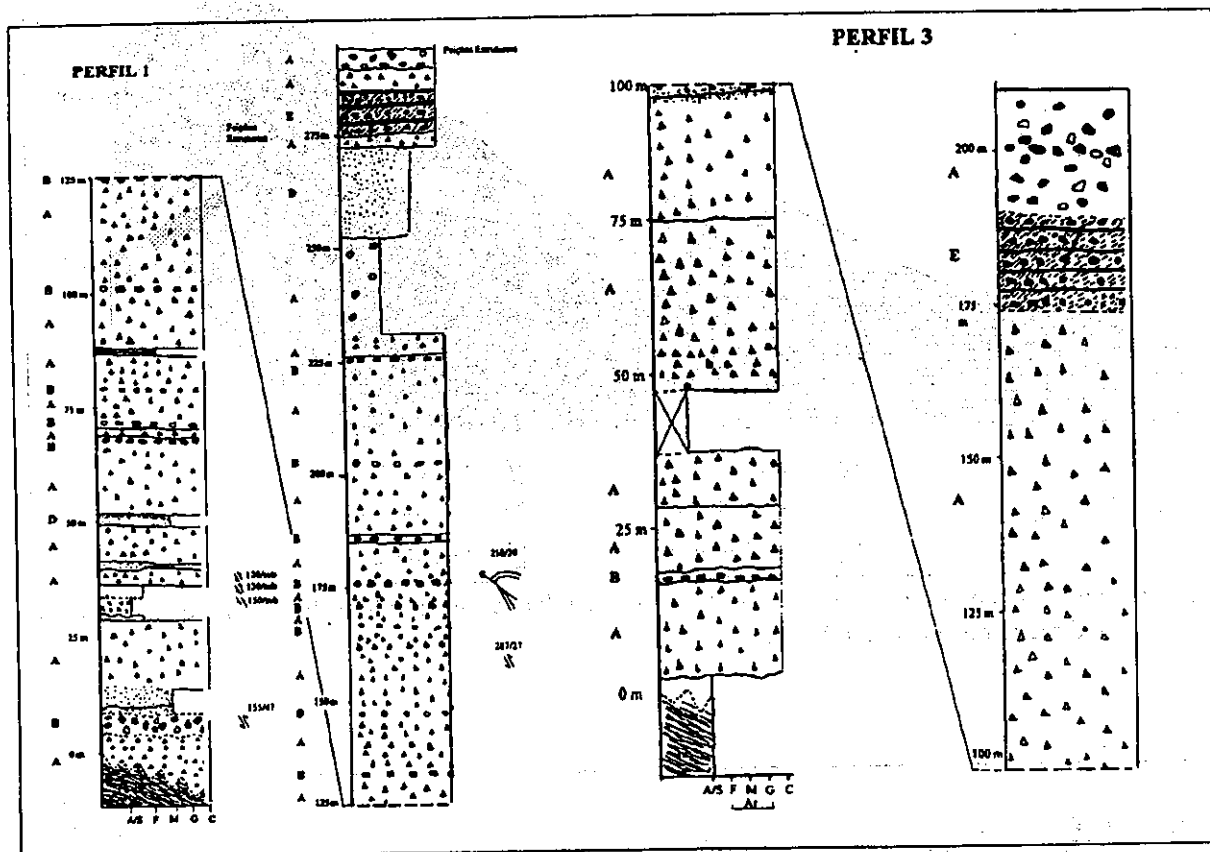


Figura 2: Seção geológica localizada no flanco leste do Morro do escritório da SOCOIMEX, na pera ferroviária.



Perfis gráficos-sedimentares levantados no flanco leste do Morro do escritório da SOCOIMEX.

# ESTRUTURAÇÃO NEOTECTÔNICA DO LITORAL DE NATAL-RN, COM BASE NA CORRELAÇÃO ENTRE DADOS GEOLÓGICOS, GEOMORFOLÓGICOS E GRAVIMÉTRICOS

**F.H.R. BEZERRA(1)**

**A. SAADI(2)**

**J.A.M. MOREIRA(3)**

**F.A.P.L. LINS(1)**

**A.M.B. NOGUEIRA(1)**

**J.W.P. MACEDO(3)**

**L.F. LUCENA(4)**

**D. NAZARÉ JR.(1)**

1 - DEPT<sup>o</sup> GEOLOGIA - UFRN

2 - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/CPMTC - UFMG

3 - DEPT<sup>o</sup> FÍSICA TEÓRICA E EXPERIMENTAL - UFRN

## INTRODUÇÃO

Na faixa litorânea ao sul de Natal-RN, três unidades cronoestratigráficas principais pertencentes à Província Costeira de Almeida & Hasui (1984) foram descritas: (i) rochas areno-argilosas variando até arenitos de textura grossa e conglomeráticos do Grupo Barreiras; (ii) dunas descaracterizadas, fixas e móveis; e (iii) sedimentos aluvionares recentes (Fig. 1A,1B). Três outras unidades não aflorantes, mas de grande importância, foram identificadas com as informações de subsuperfície: (iv) embasamento cristalino correlacionável ao Complexo Caicó; (v) arenitos e carbonatos de provável idade cretácea; e (vi) basaltos correlacionáveis ao Vulcanismo Macau.

## RESULTADOS OBTIDOS

A análise dos perfis litológicos de poços permitiu a determinação de uma série de altos e baixos estruturais bem delimitados através de variações da cota, em subsuperfície, do contato entre o Grupo Barreiras e os carbonatos de provável idade cretácea (Fig.1C). No mapa geológico tais variações coincidem, em superfície, com contatos geológicos e com a rede de drenagem, orientados consistentemente segundo as direções N45°OW a N60°OW e N60°E.

Foi feita uma investigação morfotectônica, com base na análise das relações entre morfologia de superfície e anomalias na rede de drenagem. Os resultados sugeriram a existência de três direções principais de falhamentos: N40°-60°E, N40°-50°W e NNE (Fig. 2).

A primeira controla o traçado e afunilamento dos baixos cursos dos rios principais (rios Potengi e Jacaú) e as respectivas desembocaduras, através de *grabens* com direção NE-SW, que condicionam os processos de afogamento e a formação de lagoas (Guaraira, Nisia Floresta) e zonas alagadas (SW de Natal). Na costa, ela desloca o Gr. Barreiras, gerando escarpas (Ponta de Tabatinga e Barreira do Inferno) através de basculamentos de blocos em direção SE.

A segunda controla importantes deflexões de rios em direção SE (Doce, Potengi, Pium, Trairi) e

importantes concentrações de pequena lagoas e depressões secas, bem como sua orientação principal.

A terceira e menos evidente, é sinalizada por deflexões de rios e segmentação das bacias fluviais. Esta corresponde à orientação dos trechos praias de praticamente todo o litoral oriental.

As três direções de falhamentos foram observadas afetando o Gr. Barreiras, principalmente na Ponta de Tabatinga e no Cabo do Bacopari, onde assumem caráter de zonas de cisalhamento transcorrentes.

O mapa Bouguer obtido utilizou mais de 600 estações. Na área de estudo foram analisadas 300 estações, com espaçamento médio de 2km (Fig.3A). O forte gradiente paralelo à costa foi retirado através de um campo regional que eliminou anomalias com comprimento de onda maior que 50km. A análise do mapa residual mostrou a existência de duas direções importantes de descontinuidades gravimétricas dada pelas formas das isogálicas, coincidentes com aquelas descritas na geologia e geomorfologia (Fig.3B). Dois altos gravimétricos principais, anteriormente descritos por Rand & Manso (1990) e delimitados por anomalias positivas de até 8mGal, são confirmados na região de Natal e Tabatinga. Dois mínimos gravimétricos importantes são igualmente observados na praia de Pirangi com prolongamento até Parnamirim e na margem esquerda do rio Potengi.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os grandes contrastes de densidade observados na área ocorrem entre o embasamento cristalino e a cobertura sedimentar. Corpos ígneos de composição basáltica, restritos a um único poço na região de Natal, não provocam grande influência sobre os dados gravimétricos numa escala maior. Os altos gravimétricos de Natal e Tabatinga, não podem ser explicados apenas pelo contraste de densidade entre blocos do embasamento e rochas sedimentares, apesar de coincidirem com zonas de falhas. Estão portanto, associados a heterogeneidades de densidade mais profundas na crosta.

Entretanto, a existência de uma estruturação cenozóica que afeta o Grupo Barreiras e controla a

foz do rio Potengi é confirmada no mapa residual. O caráter assimétrico das linhas isogálicas e os perfis litológicos sugerem uma estrutura do tipo meio *graben*, com uma única zona de falha na margem direita do rio. A Falha do Rio Pitumbu e outras de menor escala encontradas nos perfis dos poços estão orientadas de acordo com as isogálicas e os alinhamentos morfotectônicos de direção N50°W. Uma organização mais complexa com estruturas do tipo meio *graben*, associada a um *graben* maior, é mais plausível com os dados gravimétricos, de poços e geomorfológicos. Este *graben* maior coincidiria com a cobertura das dunas sobre o Grupo Barreiras, na região da Praia de Pirangi, prolongando-se até Parnamirim.

Assim, todos os métodos empregados confirmam uma organização global caracterizada por falhas cenozóicas de direção N40°-60°E e N40°-50°W.

Uma terceira direção de falhamento (NNE) foi também encontrada através da análise geomorfológica e de afloramentos. Apesar dos perfis litológicos mostrarem rejeitos normais, dados de superfície comprovam a existência de uma movimentação transcorrente. Estudos mais aprofundados e detalhados são necessários para a melhor compreensão da geometria e provável evolução cinemática composta das estruturas frágeis aqui descritas.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. -1984- O pré-Cambriano do Brasil, 378p E. Blucher, São Paulo.
- RAND, H.M. & MANSO, W.A.V. -1990- Mapas gravimétricos e Magnetométricos da Faixa Costeira do Nordeste do Brasil. 36ª Cong. Bras. Geol., v.5, p.2431 - 2433. Natal.

35°20'15"W

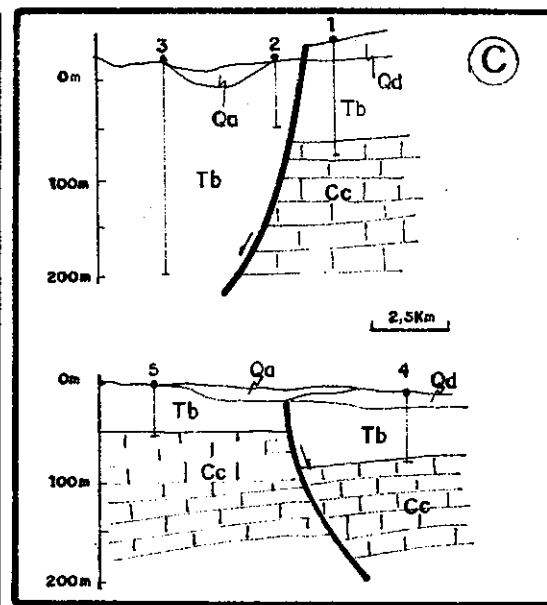
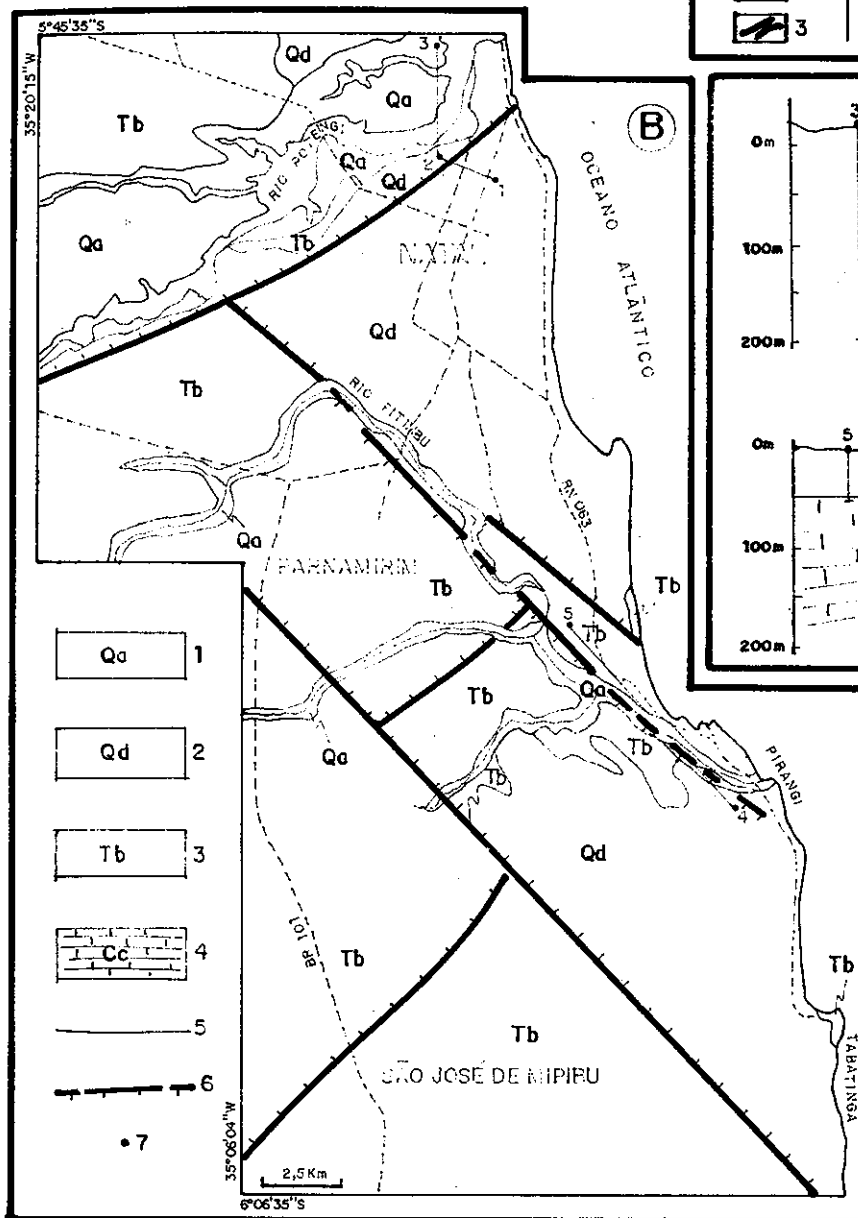
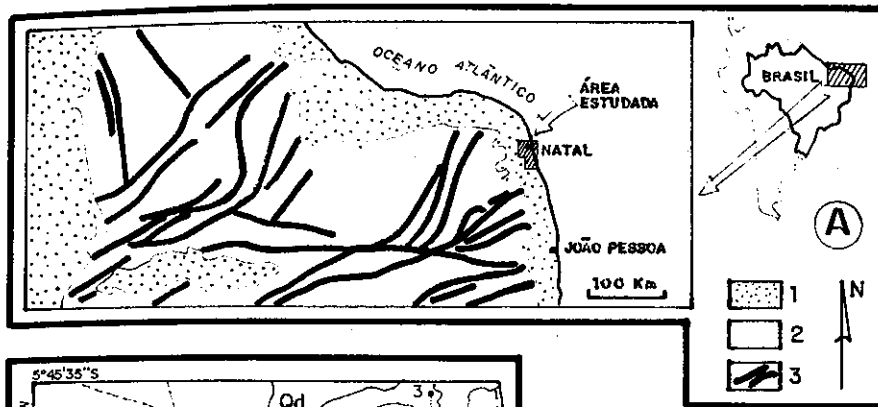


FIG.1A - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO CONTEXTO REGIONAL: 1-COBERTURA SEDIMENTAR FANEROZÓICA; 2-EMBASAMENTO CRISTALINO; 3-ZONAS DE CISALHAMENTO.

FIG.1B - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA FAIXA COSTEIRA CENTRO-LESTE DO LITORAL POTIGUAR: 1-ALUVIÕES E TERRAÇOS RECENTES; 2-DUNAS FIXAS, MÓVEIS E DESCARACTERIZADAS; 3-GRUPO BARREIRAS (ARENITOS COM INTERCALAÇÕES DE ARGILITOS E CONGLOMERADOS); 4-CALCÁRIOS CRETÁCEOS; 5-CONTATO GEOLÓGICO; 6-FALHA NORMAL AFLORANTE OU ENCOBERTA DETECTADA POR DADOS GRAVIMÉTRICOS OU DE POÇOS; 7- POÇO.

FIG.1C - PERFIS DE POÇOS (CAERN, CDM-RN E COSTA & SALIM 1972).

**FIG. 2 - RESULTADOS DA INTERPRETAÇÃO MORFOTECTÔNICA**

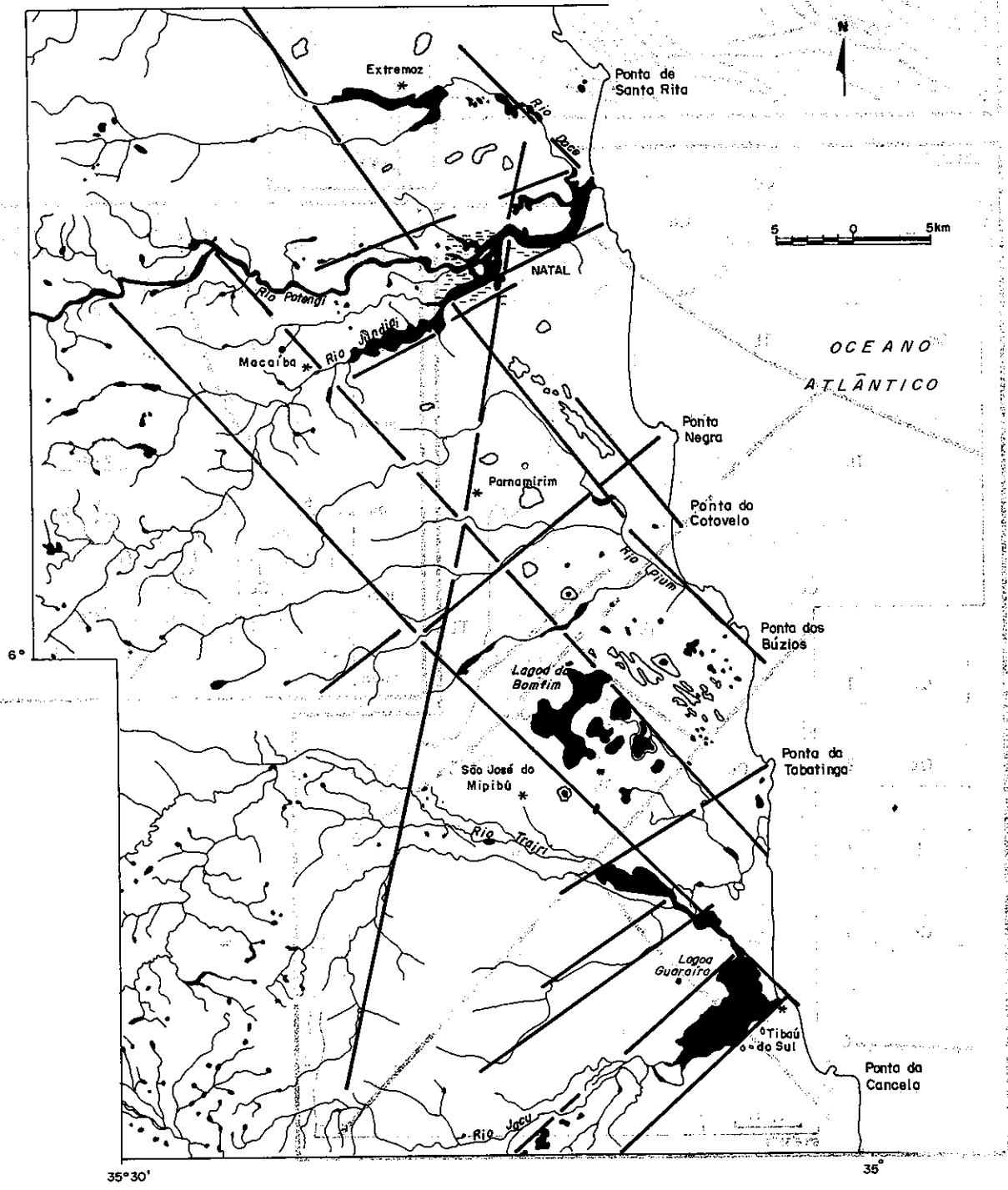


FIG. 2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO NA REGIÃO DE NATAL - RN. A ÁREA EM ESTUDO É DELIMITADA POR UMA FAIXA DE 10 KM DE LARGURAÇÃO E 20 KM DE COMPRIMENTO. O MAPA MOSTRA O CURSO DAS ÁGUAS, AS LOCALIDADES URBANAS, AS DEPRESSÕES, AS FAULTAS PRINCIPAIS E AS LAGOAS PERMANENTES E/OU TEMPORÁRIAS.

**LEGENDA**

- \* Localidade urbana
- Depressão
- Curso d'água e cacimbo
- Falha principal
- Lagoas permanentes e/ou temporárias

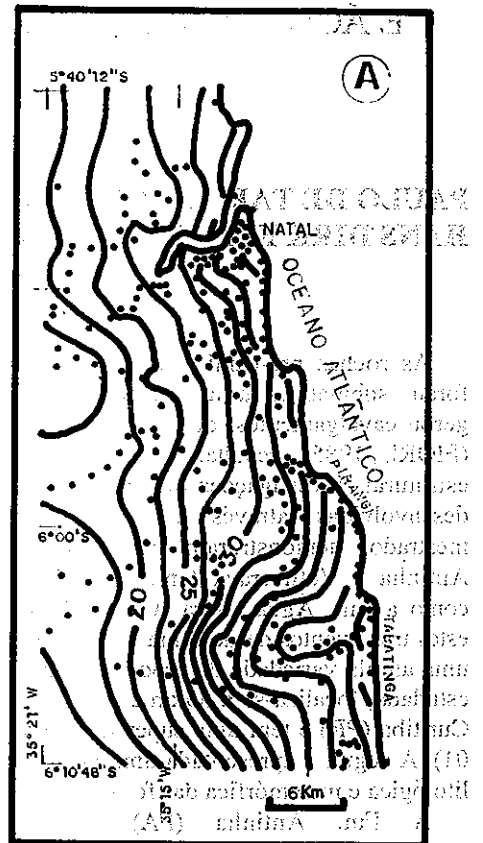
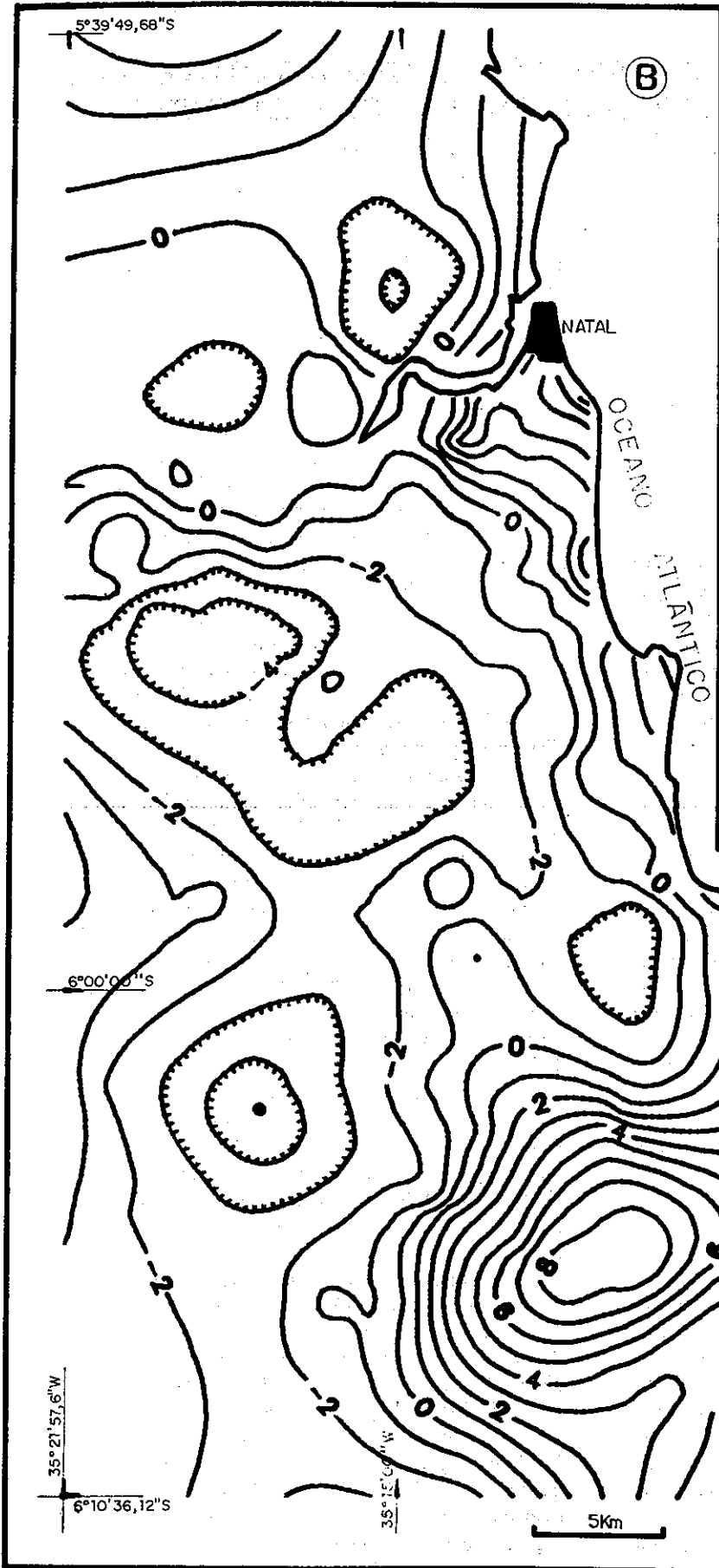


FIG. 3A - MAPA BOUGUER E DISTRIBUIÇÃO DE ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS (PONTOS).  
 ISOLINHAS EM mGal, INTERVALO DE ISOGÁLICAS IGUAL A 2,5mGal.  
 FIG. 3B - MAPA RESIDUAL. ISOLINHAS EM mGal, INTERVALO DE ISOGÁLICAS IGUAL A  
 1m Gal. (Gravimetria executada com gravímetro LaCostre - Römberg (modelo G),  
 altímetros Thommen e GPS).

## EVOLUÇÃO TECTÔNICA DAS FORMAÇÕES ANTINHA, VOTUVERAVA E ÁGUA CLARA, A SUDESTE DO COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS, ESTADO DO PARANÁ

**PAULO DE TARSO KOPS** - PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA REGIONAL, IGCE-UNESP-RIO CLARO  
**HANS DIRK EBERT** - IGCE - UNESP - RIO CLARO-SP

As rochas pré-cambrianas ao norte de Curitiba, foram submetidas à uma tectônica colisional, que gerou cavalgamentos, dobramentos e transcorrências (FIORI, 1985), resultando num complexo arranjo estrutural. Investigações de campo e de laboratório, desenvolvidas através de uma dissertação de mestrado, demonstraram que tanto as formações Antinha e Votuverava (ambas do Grupo Açungui) como a Fm. Água Clara (Grupo Setuva), sofreram estes três eventos de deformação, deixando impressos uma ampla variedade de produtos estruturais. A área estudada, localiza-se a 35km à noroeste da cidade de Curitiba (PR) e têm uma superfície de 300 km<sup>2</sup> (Fig. 01). A seguir é apresentada uma breve caracterização litológica e metamórfica das formações.

A Fm. Antinha (FA) é constituída de metassiltitos, metarenitos, metacalcários e metaconglomerados. A Fm. Votuverava (FV) é constituída de metassiltitos, metarenitos e metaconglomerados. Ambas formações estão metamorfizadas em facies xisto-verde inferior. A Fm. Água Clara (FAC) é constituída de xistos, cálcio-xistos, mármores, metamargas, quartzitos, formações ferríferas e metabásicas. Esta formação está metamorfizada em facies xisto verde a anfíbolito inferior, com retrometamorfismo para facies xisto verde inferior. O contato da FA com as FAC e FV é tectônico, ocorrendo respectivamente pela Zona de Cisalhamento Tangencial Invernada (ZCTI) e pela Zona de Cisalhamento Direcional de Morro Agudo (ZCDMA). O contato entre a FV e a FAC ocorre pela ZCDMA.

O primeiro evento de deformação ( $D_1$ ), corresponde à uma tectônica tangencial, gerada por um esforço não-coaxial, com extenso inventário de estruturas penetrativas: foliação  $S_1$ , dobras, lineação de estiramento ( $L_1$ ), zonas de cisalhamento e vários indicadores cinemáticos. A foliação  $S_1$  representa uma xistosidade na FAC e uma foliação filítica à clivagem ardosiana na FA e FV. Dobras são raras, variando de isoclinais a fechadas, com eixos subhorizontais de direção entre N-S e NE-SW; muitas vezes apresentando um flanco rompido. Localmente ocorrem zonas de cisalhamento de baixo ângulo discretas, com deslocamento pequeno, que podem evoluir para zonas de cavalgamento. Este evento de deformação corresponde à fase  $F_1$  de FIORI (1985, 1990).

Os indicadores cinemáticos reconhecidos em diferentes escalas são: porfiroclastos de pirita,

cloritóide e granada, com sombras de pressão assimétricas; estruturas S-C; dobras de arrasto com flanco rompido e boudinagem de camadas. Nas áreas mais preservadas dos efeitos das deformações  $D_2$  e  $D_3$ , lineações de estiramento  $L_1$  e microestruturas assimétricas indicam um sentido de deslocamento de massas durante  $D_1$ , em geral de NW para SE.

As condições dúcteis a dúcteis-rúpteis da deformação  $D_1$ , na FAC, são indicadas por: boudinagem, recristalização dinâmica, formação de subgrãos e lamelas de deformação. As condições dúcteis-rúpteis, para a FV e FA, são evidenciadas por: predomínio de estiramento sobre a recristalização e dissolução por pressão.

O segundo evento de deformação ( $D_2$ ), corresponde à uma tectônica compressiva coaxial, gerada na continuidade da deformação  $D_1$ . Esta tectônica produziu duas feições diagnósticas: foliação  $S_2$  e dobras. A foliação  $S_2$  varia de uma clivagem de crenulação (com desenvolvimento incipiente de sericitas) à uma clivagem de fratura. As dobras são abertas a fechadas, com planos axiais subverticais e eixos de direção N20-40E/S20-40W, refletindo encurtamentos na direção NW-SE. Este evento de deformação corresponde à fase  $F_2$  de FIORI (1985, 1990).

Os seguintes dados permitem concluir que o evento  $D_2$  é uma progressão do evento  $D_1$ : semelhança de direção dos vetores de esforços, mesmo grau de metamorfismo (indicando situações similares de P-T) e ausência de transposição ( $D_2$  dobra as estruturas  $D_1$ , mas não mascara-as, indicando condições menos rigorosas de deformação).

O terceiro evento de deformação ( $D_3$ ), corresponde à uma tectônica direcional transpressiva, reconhecida como de expressão regional ao longo deste cinturão nos estados do Paraná e São Paulo (EBERT et al. 1988, 1991; e EBERT e HASUI 1989). As principais feições na área são: zonas de cisalhamento de alto ângulo, clivagem de crenulação  $S_3$ , boudinagem de camadas, dobras intrazonas de cisalhamento, lineações de estiramento  $L_3$  e  $L_3''$ , respectivamente direcionais e mergulhantes, além de alguns indicadores cinemáticos.

As zonas de cisalhamento de alto ângulo são comuns na área, mas sua influência lateral é pouco significativa, geralmente apenas empinando as estruturas  $D_1$  e  $D_2$ . A foliação  $S_3$  representa um plano anastomosado, e nas faixas mais deformadas, apresenta-se como uma clivagem ardosiana



(cristalização incipiente de sericita). As dobras  $D_3$  variam de fechadas a abertas, com planos axiais subverticalizados e eixos subhorizontais, geralmente desenvolvidas entre zonas de cisalhamento de alto ângulo. A lineação de estiramento  $L_3$  predomina, ao passo que a  $L_3$  é difícil de observar, indicando o predomínio de deslocamentos direcionais.

A caracterização de  $D_3$  como tectônica transpressiva, baseou-se em estudos na ZCDMA (KOPS et al., 1993). Por meio do diagrama de FLINN (que relaciona as razões finais dos planos XY e YZ do elipsóide de deformação), observou-se que a deformação finita está no campo oblato. Os valores obtidos variaram de 0,7 (medida da amostra mais próxima) a 0,9 (medida da amostra mais distante). Segundo INGLES (1983) e SANDERSON & MARCHINI (1984), em regiões de movimento direcional, a existência de elipsóides oblatos indica zonas transpressivas.

Os indicadores cinemáticos da tectônica  $D_3$  são: porfiroclastos de pirita, com sombra de pressão assimétrica; dobras de arrasto, com flanco rompido ou não; boudinagem e vergamento da foliação  $S_1$ . Estas feições indicam deslocamento principal lateral direito.

Embora seja possível que a deformação  $D_3$  represente uma progressão das deformações  $D_1$  e  $D_2$  (SALAMUNI, 1991), há uma forte evidência, contrária a esta hipótese: ausência de uma lineação de estiramento, que grade da deformação de baixo ângulo ( $D_1$ ) para a de alto ângulo ( $D_3$ ). O que se observa em campo, é uma inflexão da foliação  $S_1$ , mas não da lineação de estiramento. Apesar disto,  $D_3$  ocorreu em condições de P-T semelhantes à  $D_2$ , pois a geração de uma foliação incipiente, indica condições dúcteis-rúpteis.

Na porção NW da área, houve um regime transtensivo, que possibilitou a deposição da Fm. Eralzinho. Esta é constituída de conglomerados e arenitos (imatos textural e granulometricamente), arcóseos e siltitos. Não há evidências de metamorfismo.

São observadas feições rúpteis posteriores (falhas e fraturas), com as mesmas orientações da deformação  $D_3$ , que foram interpretadas como efeitos tardios desta fase, em condições crustais mais rasas.

Como conclusões, pode-se afirmar que:

a)  $D_1$  representa uma deformação não-coaxial, não-plana, heterogênea, sob condições dúcteis a dúcteis-rúpteis. Este evento gerou zonas de cisalhamentos tangenciais, registradas em todas as unidades presentes na área, e que alteraram profundamente a estratigrafia original. A direção principal de deslocamento de massa é de NW para SE;

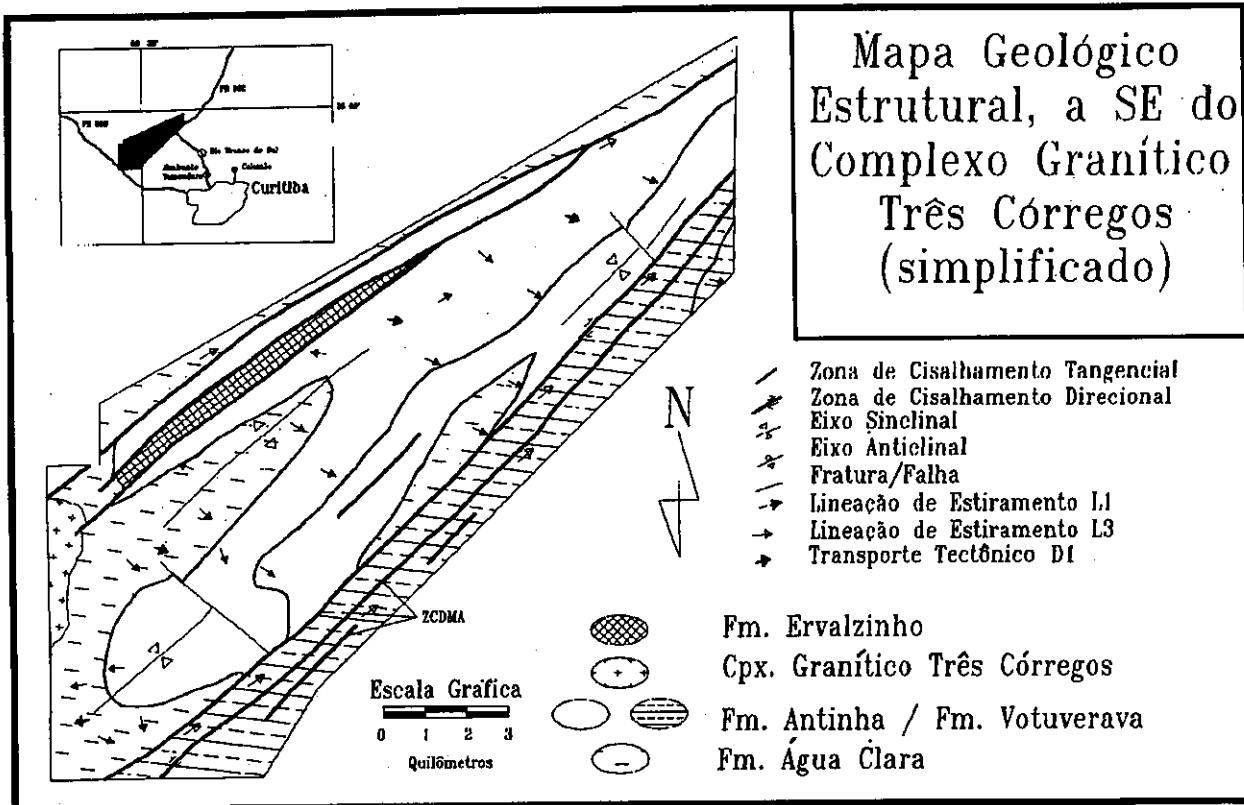
b)  $D_2$  é uma progressão de  $D_1$ , em condições semelhantes de P-T. Este evento representa uma deformação coaxial, que dobra as estruturas  $D_1$ , inclusive os planos de cavalgamento;

c)  $D_3$  representa uma deformação não-coaxial, não-plana, heterogênea, sob condições dúcteis-rúpteis. Neste evento foram geradas zonas transcorrentes, dotadas de componentes compressivas, resultando numa deformação finita transpressiva. Os resultados não favorecem a interpretação de um evolução progressiva de  $D_1$  para  $D_3$ .

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EBERT, H.D. & HASUI, Y. & QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira. - Anais do 35. Congr. Bras. Geol., SBG, Belém, Vol. 5, 2318-2331.
- EBERT, H. D. & HASUI, Y. 1989. Tectônica Transpressiva no Sub-bloco Tunas, Vale do Ribeira-Paraná. Atas do II Simp. Nac. Est. Tect., 255-57;
- EBERT, H. D.; HASUI, Y. & SENA COSTA, J. B. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. III Simp. Nac. Est. Tect., Rio Claro, 139-41;
- FIORI, A. P. 1985. As falhas da Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. II Simp. Sul-Bras. Geol., Florianópolis, 146-58;
- FIORI, A. P. 1990. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba. Tese de Livre Docência, USP (inédito), 246 p.
- FLINN, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. Q. Jl. Geol. Soc. Lond., 118: 385-428;
- INGLES, J. 1983. Theoretical strain patterns in ductile zones simultaneously undergoing heterogeneous simple shear and bulk shortening. J. Struct. Geol., 5(3/4): 369-81;
- KOPS, P. T.; SPOLADORE, A. & FUMAGALLI, C. E. 1993. Lineamento Morro Agudo: Zona de Cisalhamento Transpressiva Dúctil-Rúptil. (no prelo);
- SALAMUNI, E. 1991. Análise Estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul-PR. Dissertação de Mestrado, UNESP (inédito), 147 p.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. 1984. Transpression. J. Struct. Geol., 6(4): 449-57;

Com apoio da FAPESP (Processo 88/3495-7)



## ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA DO GANDARELA - QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG

JOSÉ RICARDO MAIZATTO - DEGEO/EM/UFOP

PAULO DE TARSO AMORIM CASTRO - DEGEO/EM/UFOP

### INTRODUÇÃO E OBJETIVO

No Quadrilátero Ferrífero são quatro os principais depósitos sedimentares de idade cenozóica:

- Bacia do Fonseca;
- Bacia do Gandarela;
- Bacia do Rio do Peixe;
- Os depósitos sedimentares do Gongo Soco.

(figura 1)

As rochas sedimentares que compõem a Bacia do Gandarela foram descritas e analisadas primeiramente por Gorceix (1884) sendo constituídas por linhitos, folhelhos, arenitos, argilitos e conglomerados.

Dentre outros trabalhos realizados na Bacia do Gandarela, podem ser destacados os seguintes:

- Brajnikov (1947) em análise realizada nas feições estruturais de fraturamento observadas nas rochas sedimentares da Bacia do Gandarela, assim como as que ocorrem nas rochas proterozóicas que circundam a mesma, sugeriu que o processo gerador da Bacia do Gandarela foi o tectônico;
- Dorr (1969) baseado no fato do substrato em que se encontra assentada a Bacia ser dolomítico, propõe um processo por dolinamento para explicar a sua origem;
- Ramos & Tessari (1980) sugerem para a Bacia do Gandarela, com base nos furos de sondagem realizados na área, uma forma côncava assimétrica;
- Pinto & Regali (1991) determinam a idade da Bacia entre o Eoceno e o Eomioceno, com base em estudos palinológicos realizados nos linhitos e nas argilas orgânicas;
- Sgarbi et al. (1992) relatam a ocorrência de falhas sindeposicionais nos depósitos sedimentares da Bacia do Gandarela.

Na literatura consultada a respeito da Bacia do Gandarela, foram encontradas duas vertentes para explicar sua origem e evolução. Uma delas segue a hipótese de que a origem da Bacia estaria ligada a um processo de dolinamento, hipótese esta adotada pela maioria dos trabalhos consultados. A segunda linha de pensamento coloca o tectonismo como o processo gerador da Bacia do Gandarela.

O objetivo deste trabalho é o estudo dos processos atuantes no desenvolvimento da Bacia do Gandarela.

### METODOLOGIA

Para realizar o objetivo traçado, redescreveu-se 12 (doze) testemunhos de sondagem cujos dados foram

utilizados na confecção de seções estratigráficas, além das análises realizadas em fraturas observadas tanto nas rochas sedimentares que constituem esta bacia como também nas rochas proterozóicas que a circundam.

### GEOLOGIA REGIONAL

Os depósitos sedimentares que constituem a Bacia do Gandarela encontram-se assentados sobre rochas proterozóicas pertencentes ao Supergrupo Minas que na região é representado pelos grupos: Caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr, 1969).

### GRUPO CARAÇA

O grupo Caraça é subdividido nas seguintes formações:

- Formação Moeda - Predominantemente composta por metarenitos, metaconglomerados, sendo encontradas camadas de filito intercaladas;
- Formação Batatal - Encontra-se sobreposta à Formação Moeda, sendo composta principalmente por filitos, mica-xistos e mais raramente lentes de *chert* metamórfico.

### GRUPO ITABIRA

O Grupo Itabira encontra-se dividido em duas formações:

- Formação Cauê - Constituída por itabiritos, itabiritos-dolomíticos, itabiritos-anfibolíticos;
- Formação Gandarela - Encontra-se sobreposta aos itabiritos, sendo composta predominantemente por dolomitos e itabiritos dolomíticos.

### GRUPO PIRACICABA

Este grupo apresenta-se subdividido em cinco formações descritas a seguir:

- Formação Cercadinho - Constituída por quartzitos ferruginosos e filitos cinzentos e castanhos;
- Formação Fecho-do-Funil - Composta por filitos dolomíticos, dolomitos argilosos e filitos.
- Formação Taboões - Esta formação é composta por quartzitos de granulometria fina acinzentados;
- Formação Barreiro - Encontra-se assentada sobre a Formação Taboões, sendo constituída basicamente por filitos cinzentos-grafitosos;

• Formação Sabará - Apresenta-se sobreposta à Formação Barreiro, sendo formada por filitos, xistos, metagrauvas, tufos metamorfizados, *chert* e formação ferrífera.

## GEOLOGIA LOCAL

A Bacia do Gandarela encontra-se na porção sudoeste do Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.

Foram realizados na Bacia do Gandarela 20 (vinte) furos de sondagem pela MBR, cuja localização pode ser observada na figura 2 (Ramos & Tessari, 1980). Para a confecção de seções estratigráficas, foi necessária a redescoberta de 12 furos de sondagem selecionados, além da utilização dos dados cronológicos de Pinto & Regali (1991). Foram realizados estudos em campo com o intuito de se obter dados referentes a aspectos sedimentológicos, estratigráficos e estruturais.

De posse desses dados foram confeccionados três seções estratigráficas (Maizatto, 1993). Na seção representada na figura 3, estão indicadas as camadas linhíticas que ocorrem em cada época geológica (Eoceno, Oligoceno e Mioceno). Pode-se observar o comportamento de camadas linhíticas de mesma idade nos furos de sondagem dispostos lateralmente, na qual é possível verificar a inclinação das mesmas em direção a NE. Com base na disposição em que se encontram as camadas linhíticas, a morfologia mais adequada para a bacia, seria a forma em *hemi-graben*, cuja porção mais profunda encontra-se situada na borda NE da bacia, como pode ser observado na figura 4.

Os depósitos sedimentares que compõem a Bacia do Gandarela, encontram-se cortados por falhas normais apresentando como resultado a ocorrência de descontinuidades de camadas de mesma idade além da formação de altos e baixos estruturais (figura 5). Este sistema de falhamento normal observado em afloramento, é também classificado como sendo sindeposicional, com base na variação da espessura de camadas de mesma idade que ocorre lateralmente numa distância relativamente pequena entre os furos de sondagem (figura 6).

Além da análise realizada nas seções supracitadas, foram confeccionadas duas rosetas contendo medidas de fraturamento que ocorrem nas rochas sedimentares terciárias da Bacia do Gandarela, assim como as que ocorrem nas rochas proterozóicas que são encontradas ao redor da Bacia. Analisando comparativamente as

duas rosetas, pode-se observar uma semelhança nos máximos de concentrações de atitudes de fraturamento que ocorrem nos dois grupos litológicos variando entre NNW/SSE a NW/SE. Essa semelhança apresentada pelas duas rosetas sugere a ocorrência de um processo tectônico para a origem da Bacia do Gandarela, processo esse relacionado há possíveis reativações de falhas pretéritas.

## CONCLUSÃO

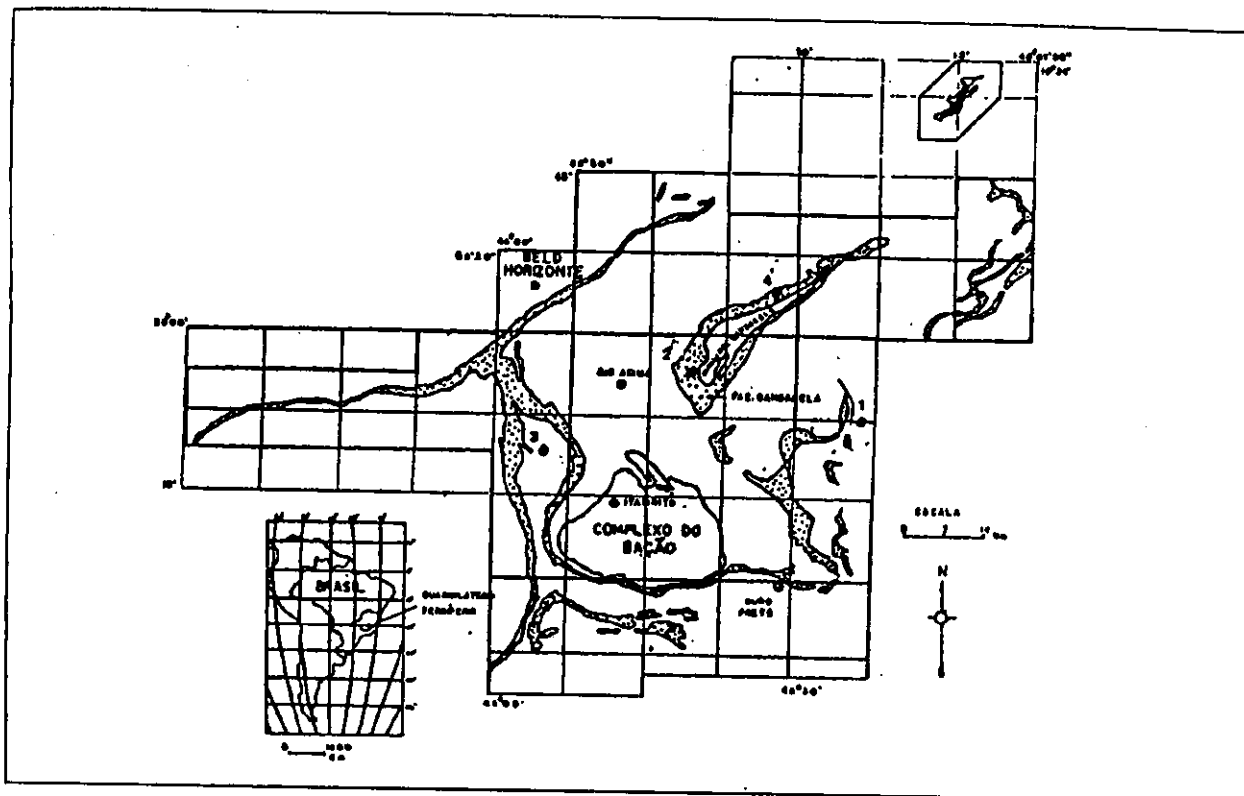
Os dados levantados e apresentados serviram de instrumento para definir que a atividade tectônica atuou na formação e evolução da Bacia do Gandarela. Esse processo foi classificado como sendo rúptil distensivo, com base na presença de falhas normais que resultaram na formação de altos e baixos estruturais. Estas falhas normais atuaram concomitantemente a deposição dos sedimentos da Bacia do Gandarela, caracterizando assim, falhamentos normais sindeposicionais.

## AGRADECIMENTOS




Os autores agradecem à empresa Minerações Brasileiras Reunidas pelo acesso aos testemunhos de sondagem e apoio durante a etapa de campo.

## BIBLIOGRAFIA

- BRAJNKOV, B. 1947. Essai sur la tectonique de la région a l'est de Belo Horizonte, Minas Gerais: Brésil. Bull. Soc. Geol. França, 27(5): 321-335.
- DORR II, J. N. V. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. United States government printing office, Washington. Geol. Survey Prof. Paper. (641a). 110p.
- GORCEIX, H. 1884. Bacias Terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto - Gandarela e Fonseca - Minas Gerais - Brasil. Revista da Escola de Minas, dezembro, 1951, pag. 9-16 e 40.
- MAIZATTO, J.R. 1993. Estratigrafia e Tectônica das Rochas Cenozóicas da Bacia do Gandarela e da Região do Gongo Soco; Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, M.G. Trabalho de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto. 110p.
- PINTO, A.D.P. e REGALI, M.S.P. 1991. Palinoestratigrafia dos sedimentos Terciários da Bacia do Gandarela, Minas Gerais - Brasil. Rev. Esc. de Minas, 44(1): 10-15.
- RAMOS, I.B. e TESSARI, O.J. 1980. Pesquisa de linhito - Fazenda Gandarela. Relatório interno da Minerações Brasileiras Reunidas (MBR). Belo Horizonte.
- SGARBI, G.N.C.; FANTINEL, L.M.; MASOTTI, F.S. 1992. Geologia dos sedimentos lacustres da Bacia Terciária do Gandarela, Minas Gerais. Anais do 6º Simposio de Geologia de Minas Gerais, Revista da Escola de Minas, v.45, nº 01/02, p. 118-121.

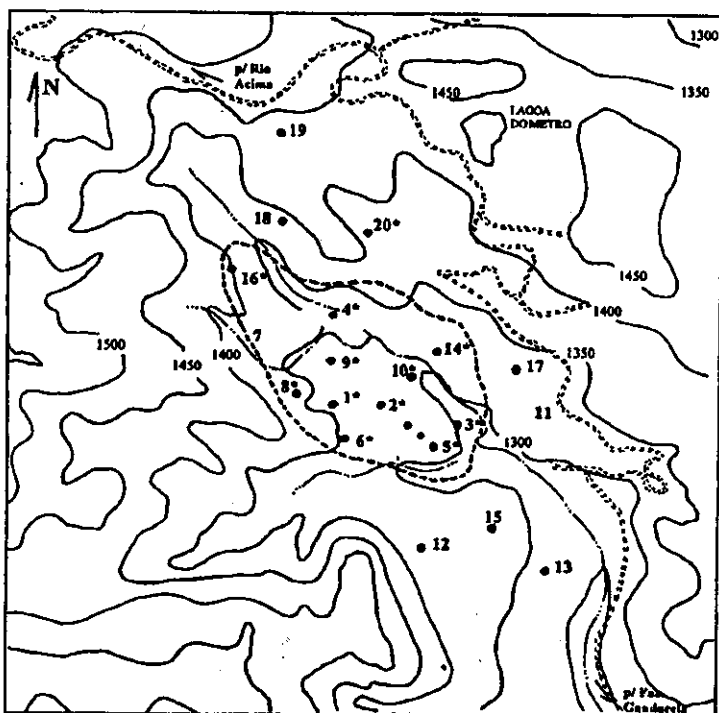


**Legenda**

-  Grupo Itabira
-  Formação Gandarela
-  Formação Cauê

- 1 - Bacia do Fonseca
- 2 - Bacia do Gandarela
- 3 - Bacia do Rio do Peixe
- 4 - Depósitos sedimentares do Gongo Soco.

**Figura 1 - Localização dos depósitos cenozóicos no Quadrilátero Ferrífero (geologia segundo Dorr II, 1969).**



**Figura 2 - Mapa topográfico da Bacia do Gandarela indicando os furos de sondagem realizados na área (Fonte: Ramos & Tessari, 1980).**

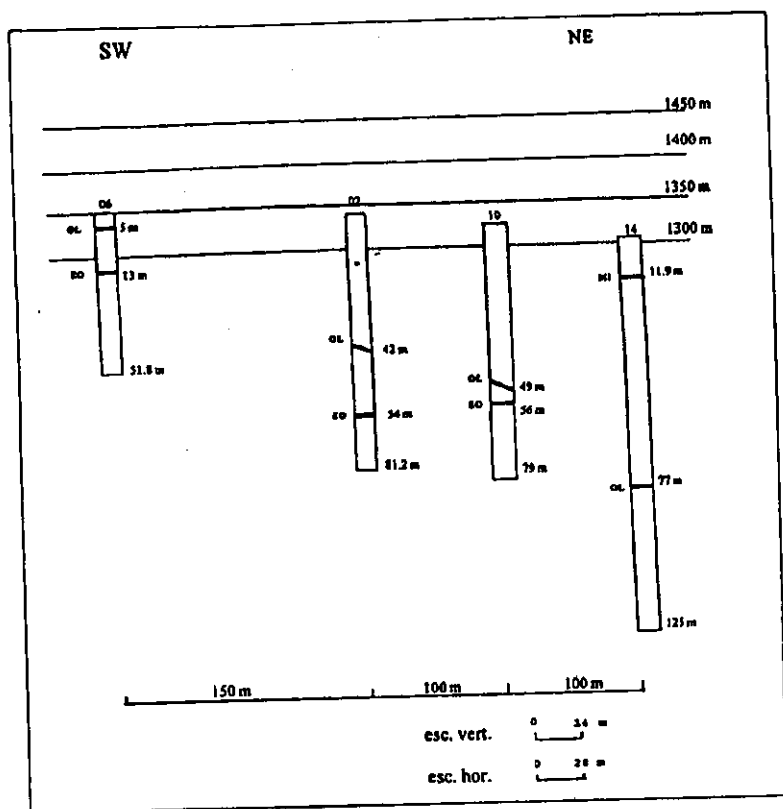


Figura 3 - Seção apresentando variação da profundidade dos corpos linhíticos referentes ao Eoceno, Oligoceno e Mioceno.

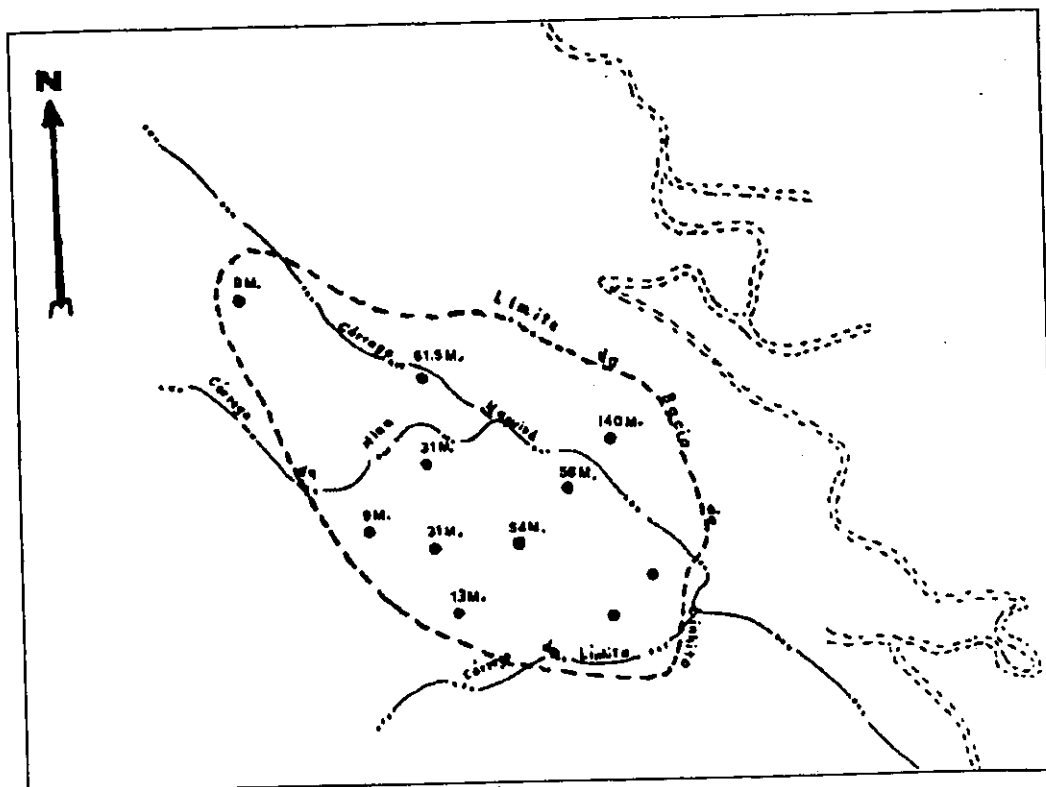


Figura 4: Vista em planta da Bacia do Gandarela na qual é possível observar a região em que ocorrem as maiores profundidades das camadas linhíticas eocênicas.

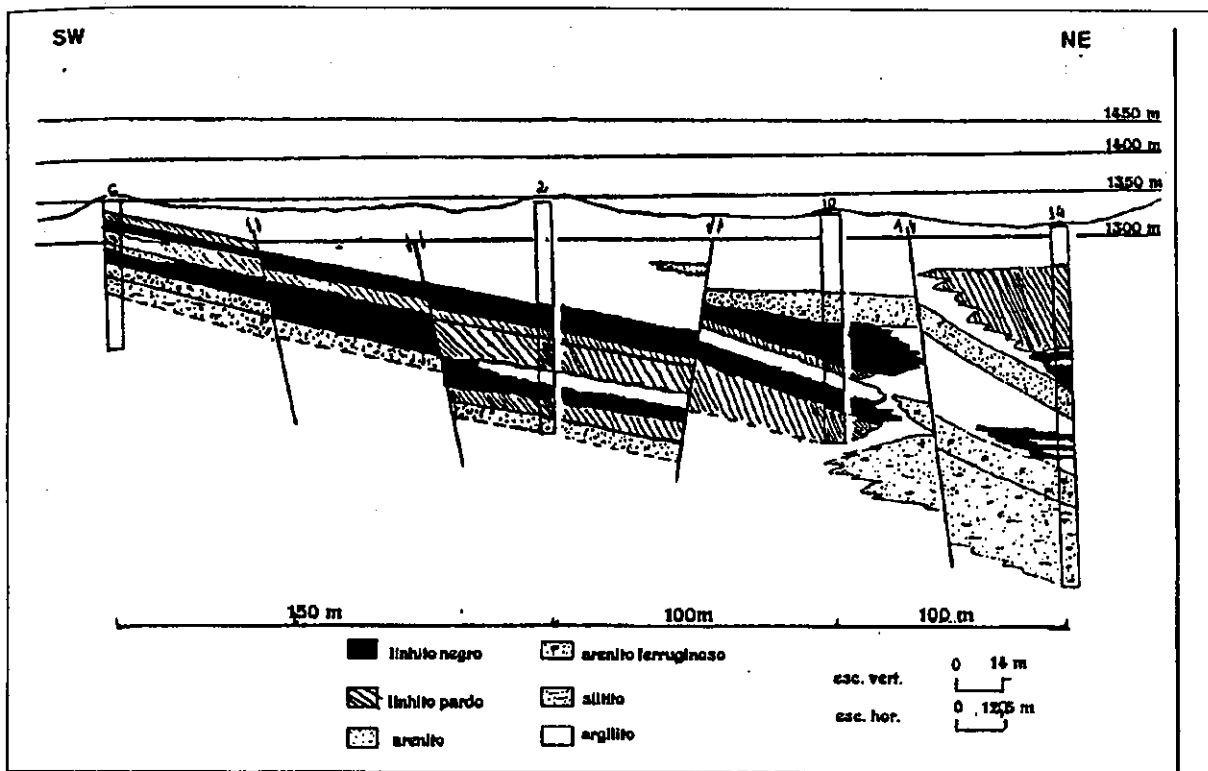


Figura 5 - Seção estratigráfica com orientação NE-SW onde pode ser notada a presença de falhas normais e altos e baixos estruturais.

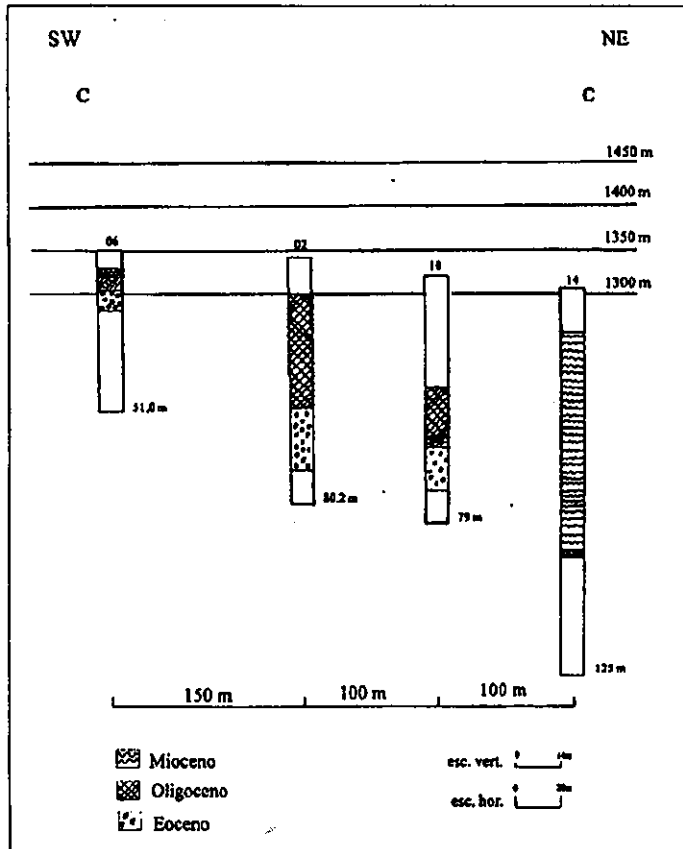


Figura 6 - Seção apresentando espessamento lateral de rochas de mesma idade, sugerindo a ocorrência de falhas sindeposicionais

# REGIME COMPRESSIVO ATRÁS DE UMA ZONA DE SUBDUÇÃO: JUNTAS $\sigma_1 - \sigma_2$ SUBHORIZONTAIS NO ARCO MAGMÁTICO CENOZÓICO DA ILHA REI GEORGE (W - ANTÁRTICA)

A. UHLEIN - UFMG  
R. R. TROMPETTE - USP  
A. C. ROCHA - CAMPOS - USP  
P. R. DOS SANTOS - USP

M. GIPP - UNIV. DE TORONTO (CANADÁ.)  
J. C. SIMÕES - UFRGS

## CONTEXTO GEODINÂMICO

A ilha Rei George pertence ao arquipélago das Shetlands do Sul (W-Antártica).

Nesta área, o limite entre as placas Antártica e América do Sul é complexo ( Tokarski, 1991; Jeffers et al. 1991, Birkenmajer, 1992). A mini-placa de Drake ou Aluk mergulha por baixo da mini-placa das Shetlands do Sul ( Trouw & Gamboa, 1992), junto a uma fossa alongada WSW-ENE (Fig.1).

A evolução geodinâmica recente desta parte da Antártica Ocidental pode ser resumida da seguinte maneira:

1- Subducção da mini-placa de Drake - Aluk por baixo da placa da Antártica, gerando, na borda oeste da Península Antártica, um arco magmático. A subducção cessa ao redor de 5 Ma, no limite Mioceno-Plioceno (Barker e Dalziel, 1983).

2 - Riftiamento pós-subducção, que origina o Estreito de Bransfield e que separa as Ilhas Shetlands do Sul da Península Antártica ( Tokarski, 1987 e 1991; Birkenmajer, 1992). O *rifting* é datado entre 2 e 1 M.a. ( Roach, 1978). As Ilhas Shetlands do Sul representam uma porção do arco magmático construído antes de 5 ma.

3 - O período de 5 a 2 M.a. corresponderia a uma reorganização do regime de esforços, com término da subducção e evolução para um regime transcorrente sinistral ao longo da falha transformante Shackleton, ao sul da placa Scotia (Fig.1).

## DADOS ESTRUTURAIS

Na Ilha Rei George, os dobramentos são raros ou ausentes, sendo assim, o estudo tectônico privilegia as juntas e fraturas como ferramenta principal. Estas estruturas são numerosas e bem visíveis, pois ocorrem preenchidas por calcita branca-fibrosa.

A seqüência vulcano-sedimentar da Ilha Rei São Jorge é subhorizontal. A sua idade, baseado em datações K-Ar de material vulcânico e em dados paleontológicos exparsos, está no intervalo Cretáceo Superior-Quaternário. Entretanto, a confiabilidade dos dados geocronológicos é controversa ( Birkenmajer et al, 1990).

## Contribuição de Tokarski (1987)

Na Ilha Rei Jorge, Tokarski (1987 e 1991) descreve três sistemas de juntas, todas verticais, conforme a seqüência abaixo:

- Sistema I: juntas orientadas em torno de N 105 ( média de 25 estações), cuja idade estaria relacionada ao intervalo 77-24 M.a.
- Sistema II: juntas com orientação variável entre N 130 e N 220 ( 29 estações).
- Sistema III: juntas orientadas N 240 ( 29 estações) com orientação paralela ao eixo do estreito de Bransfield.

Segundo Tokarski (op.cit.), o sistema I, mais antigo, seria síncrono da subducção da mini-placa de Drake-Aluk e o sistema III seria síncrono do *rifting* responsável pela abertura do Estreito de Bransfield. O sistema II representaria uma rotação de ( $_1 > _2 > _3$ ) no sentido horário, acompanhado a reorganização do campo de *stress*.

## Dados novos

A orientação de 140 juntas foi medida ao longo de 2 km na costa ESE da Ilha Rei Jorge, entre Low Head e Lions Rump. A seqüência de juntas observada é idêntica à descrita por Tokarski (1987). A contribuição principal deste estudo é a caracterização de um sistema de juntas horizontais.

Na região estudada foi possível identificar três sistemas de juntas (A,B,C). A observação do padrão de intersecção das juntas permitiu estabelecer uma cronologia relativa, ou seja, da mais antiga para a mais nova.

O sistema A é de juntas subhorizontais (Fig.2 e 3) bem visíveis nas fácies estratificadas (arenitos), mas ausentes nas fácies maciças como basaltos e brechas vulcânicas. A orientação das fibras de calcita ( $_3$ ) é subvertical. Raras fendas de tensões (*tension gashes*) estão associadas a este sistema, sugerindo uma possível orientação de  $_1$  segundo uma direção N 90 - N 130.

O sistema B ( Fig.4 ), mostra um desenvolvimento de juntas subverticais orientadas N 100 a N 130 com fibras de calcita subhorizontais (N 12E), aproximadamente perpendicular ao plano  $\sigma_1 - \sigma_2$ .



O sistema C ( Fig.4 ), mostra juntas e fraturas subverticais orientadas N 50 a N 70 (  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  ), com fibras de calcita subhorizontais alongadas segundo N 140 ( $\sigma_3$ ).

Comparando com o trabalho de Tokarski (1987) é possível correlacionar os sistemas C e III, enquanto que o sistema B pode ser equivalente do I ou III.

#### DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O sistema de juntas horizontais caracteriza um regime compressivo dentro da placa cavalgante, segundo o modelo proposto por Nakamura e Uyeda (1980). A direção de  $\sigma_1$  não é clara. Algumas medidas em *tension gashes* estão indicando que  $\sigma_1$  fica possivelmente subparalelo a direção de deslocamento da mini-placa Drake-Aluk, concordando com o esquema de Huchon (1983) para a parte central do Japão.

O sistema de juntas subverticais C/III, paralelo ao eixo do estreito de Bransfield, é interpretado, de acordo com Tokarski (1987), como associado ao *rifting* responsável pela separação entre as Shetlands do Sul e a Península Antártica.

O sistema de juntas B é difícil de interpretar. Provavelmente está associado a um regime *strike-slip* sinistral.

Na ausência de dobramentos, as juntas preenchidas por calcita fibrosa representam uma excelente ferramenta na reconstituição da evolução geodinâmica do arco magmático das Shetlands do Sul.

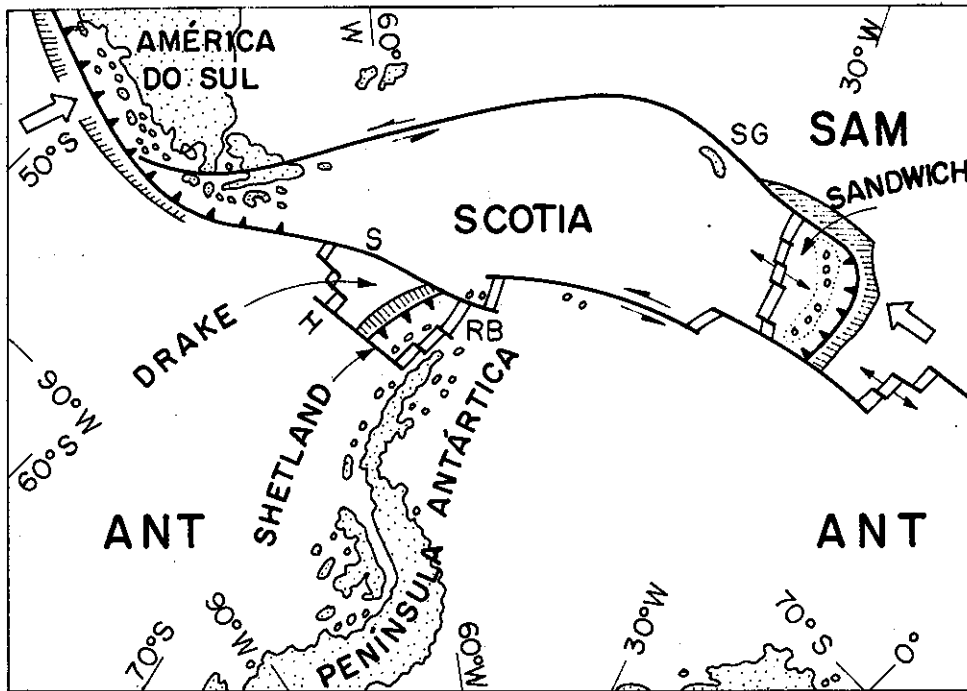
#### AGRADECIMENTOS

Ao CNPQ - PROANTAR - SECIRM pelo apoio na expedição à Antártica, no período de 12/01 a 20/02 de 1993. Este trabalho é uma contribuição ao

projeto temático de equipe (Proc. 91/0546-2) da Fund. Amp. à Pesquisa do Estado de São Paulo ( FAPESP ).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARKER, P. F. e DALZIEL, J.W.D. - 1983 - Progress in geodynamics in the Scotia Arc Region. An Geophys. Un., Geodynam. Ser., 9, p. 137-170
- BIRKENMAJER, K. - 1982 - Late Cenozoic phases of block - faulting on King George Island ( South Shetland Island, West Antarctica ). Bull. Acad. Polonaise Sci., Ser. Sci. Terre, XXX, p. 21-32.
- BIRKENMAJER, K. - 1992 - Evolution of the Bransfield Basin and Rift, West Antártica. In Yoshida et al., eds., In: Recent progress in Antarctic earth science. Tokyo, p. 405 - 410.
- BIRKENMAJER, K.; SOLIANI, E. e KAWASHITA, K. - 1990 - Reliability of Potassium - Argon dating of Cretaceous - Tertiary Island - arc volcanic suite of King George Island, South Shetland Island ( West - Antártica ). Zbl. Geol. Paläont. Teil I Stuttgart, Germany, 1/2, p. 127 - 140.
- HUCHON, Ph. - 1983 - Les Contraintes à l'arrière d'une zone de subduction: relation avec la direction de convergence et' evolution dans le temps: l'exemple de la region de Shizuoka ( Japon Central ). C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. III, 296 p. 787 - 790.
- JEFFERS, J. D. I.; ANDERSON, J. B. e LAWVER, L. A. - 1991 - Evolution of the Bransfield basin, Antártica Península. In: THOMSON, M. R. A., CRAME, J. A. e THOMSON J. W. (eds) In: Geological evolution of Antártica, Cambridge Univ. Press, p. 481 - 485.
- NAKAMURA K. e UYEDA S. - 1980 - Stress gradient in arc - back arc regions and plate subduction. J. Geophys. Res., 85, B11, p. 6419 - 6428.
- ROACH, P. J. - 1978 - The nature of back - arc extension in Bransfield Strait - Abst. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 53, p. 165
- TOKARSKI, A. K. - 1987 - Structural events in the South Shetlands Island ( Antártica ): Regional implications. Studia Geol. Polonica XCIII, p. 63 - 112.
- TOKARSKI, A. K. - 1991 - The Late Cretaceous - Cenozoic structural history of King George Island, South Shetlands Island, and its plate-tectonic setting. In: THOMSON M. R. A., CRAME, J. A. e THOMSON, J. W. (eds) In: Geological evolution of Antártica, Cambridge Univ. Press., p. 493 - 497.
- TROUW, R. A. J. e GAMBÔA, L. A. P. - 1992 - Geotranssect Drake Passage - Weddel Sea, Antártica. YOSHIDA et al. (eds). In: Recent progress in Antártica earth Science, Tokyo, p. 417 - 422.



**LEGENDA:**

- Falha transformante ativa
- Limite divergente de placa (spreading ridges)
- Direção de subducção
- Fossa
- Limite convergente de placa

**PLACAS:**

- AFR (Africana)
- ANT (Antártica)
- SAM (Sul-Americana)

**MICROPLACAS:**

- Drake, Sandwich, Shetland

**FALHAS TRANSFORMANTES**

- H - Hero
- S - Shackleton
- SG - South Georgia
- Rift Bransfield - RB

FIG.1- mapa tectônico das Ilhas Shetland e Península Antártica conforme Birkenmajer, 1992

0 300 600km

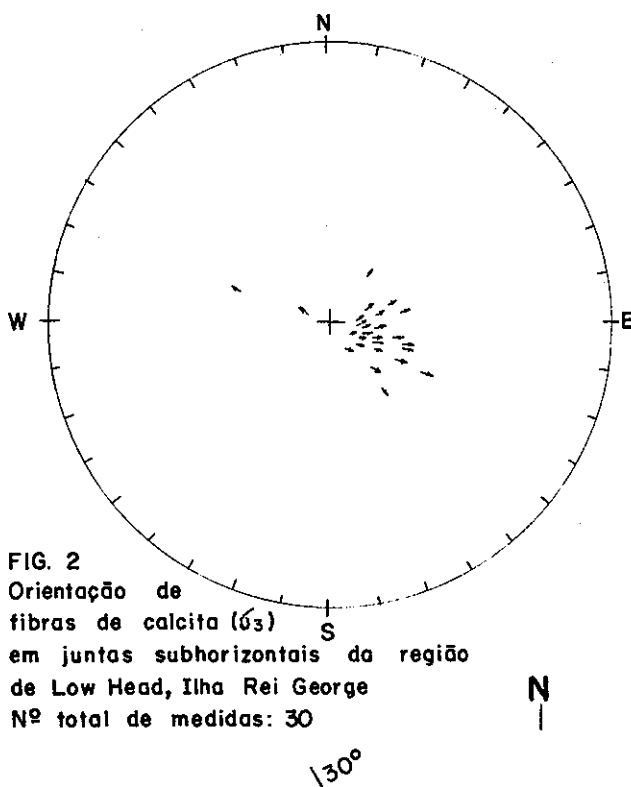


FIG. 2  
Orientação de fibras de calcita (cs) em juntas subhorizontais da região de Low Head, Ilha Rei George  
Nº total de medidas: 30

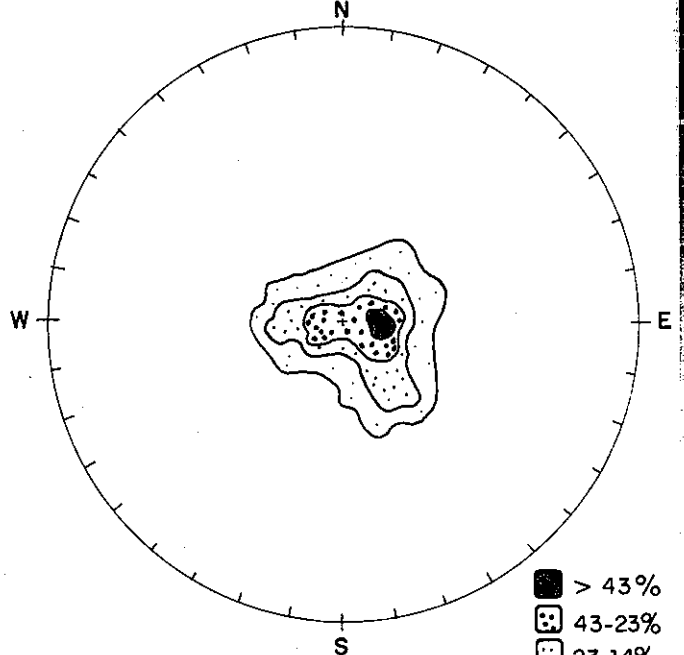


FIG. 3  
Orientação de juntas subhorizontais em Low Head, Ilha Rei George  
Nº total de medidas: 38  
Sistema A

- > 43%
- 43-23%
- 23-14%
- 14-3%

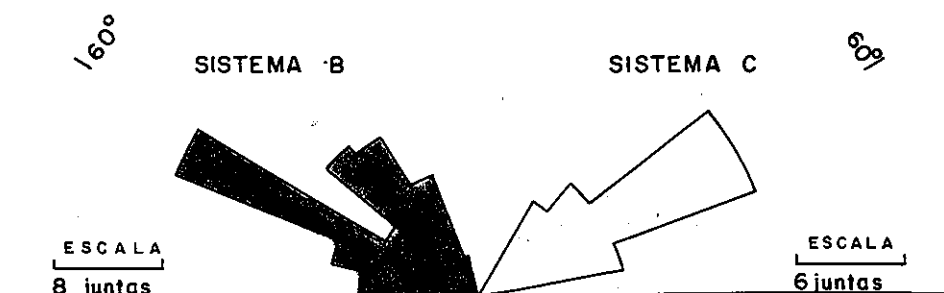


FIG. 4  
Orientação de juntas subverticais em Low Head, Ilha Rei George.  
Nº de medidas: 102

# A TECTÔNICA TRANSCORRENTE COMO FATOR PROIBITIVO AO RECONHECIMENTO DA ESTRATIGRAFIA NA REGIÃO DE BAEPENDI-SÃO LOURENÇO/MG

ULISSES CYRINO PENHA: COMIG - CIA. MINERADORA DE MINAS GERAIS

## INTRODUÇÃO

Apresentam-se os dados estruturais, litológicos e metamórficos de uma área de 520 km<sup>2</sup>, balizada por Baependi-São Lourenço-Pouso Alto, sul de Minas Gerais, além de discutir a impossibilidade de se estabelecer a estratigrafia da área face à tectônica transcorrente a que foram sujeitas as rochas do Grupo Andrelândia e as do embasamento. A área em questão foi tema de dissertação de mestrado do autor (UFMG), tendo sido ampliada de seus 60 km<sup>2</sup> iniciais, onde a COMIG tinha interesse em uma ocorrência de xisto fosfático, situada 7 km ao sul de Caxambu (PENHA 1992).

## DOMÍNIOS ESTRUTURAIS E SUAS ROCHAS

O estudo das relações angulares entre 463 atitudes de foliação e 436 de lineação mineral e/ou de estiramento, e de sua associação com indicadores cinemáticos, permitiu definir três domínios estruturais:

### DOMÍNIO SUL

Limitado ao norte pelo Domínio Central, é notória sua estruturação anastomosada, onde as linhas de forma estrutural dúcteis (foliação) isolam fatias e lentes de rochas menos deformadas, delineando estruturas amendoadas em escalas meso (Fig.3) e megascópica (Figs. 2, 6 e 7). O estereograma dos dados de foliação evidencia certa dispersão (Fig. 8), com um máximo de concentração em N80E/52SE, sendo constatadas situações de transcorrência oblíqua e cavalgamento oblíquo (Fig. 02). A lineação de estiramento mineral (Le = S64E/37), associada a critérios de rotação como estruturas S-C, dobras assimétricas intrafoliais (com ou sem flanco rompido), raras dobras em bainha, "tension veins" rotacionados e duplexes assimétricos, indicam movimentos de SE para NW.

Dominam gnaisses e xistos aluminosos, seguidos de migmatitos, quartzitos e anfibolitos. Em geral, estas rochas mostram diferentes intensidades de deformação dúctil, seus contatos se dão muitas vezes com desenvolvimento de foliação milonítica, e conformam em mapa lentes com orientações, formas e dimensões variadas (dependendo das estruturas amendoadas onde estão contidas). Os gnaisses são maciços ou bandados, e sua migmatização é acompanhada de pegmatitização e dobramento similoníticos, bem como da geração, preenchimento e

rotação de "tension gashes" (Fig.4); há termos básicos, embora pouco comuns com relação aos paragnaisses. Ocupando áreas expressivas, ocorrem bi-plag-qzo xistos, bi-cia-gran-qz-plag xistos e micr-bi-mus-qz-plag-qz xistos; 7 km ao sul de Caxambu aflora um corpo lenticular de 14m de extensão de mus-gran-apatita-bi-plag-qz xisto. Os quartzitos são desde muito finos a sacaroidais, em geral muscovíticos e localmente ferruginosos (cumingtonita-grunerita e granada), aluminosos (cianita ou estauroлита) ou sulfetados (pirita e silimanita). Os anfibolitos são lentes em meio às demais rochas, sendo 70% anf, 5-13% plag, e até 5% de biotita titanífera, granada e quartzo.

### DOMÍNIO CENTRAL

Faixa disposta entre Soledade de Minas e Baependi, de comportamento tectônico francamente transcorrente (foliação e Le com máximos em N44E/61SE e em N45E/12, Figs. 2 e 8). As megamênadoas são bastante estiradas na direção da Le, e os indicadores cinemáticos (estruturas S-C, bandas de cisalhamento, flexuras da foliação milonítica em torno de porfiroclastos, assimetria de dobras e budinagem de lentes metabásicas) atestam movimentos dextrais. Nas faixas limítrofes com os Domínios Norte e Sul há um encurvamento progressivo das estruturas planares, acompanhado de rotação da Le, esta assumindo valores sub-horizontais (Figs. 2 e 7).

Mais comumente bandados que nos demais domínios, os gnaisses do Domínio Central estão migmatizados em duas faixas cartografáveis (Fig. 1), tendo sido reconhecidas estruturas estromática, dobrada, flebítica e "schlieren"; foram constatadas pegmatitização acompanhada de blastese, rotação de feldspatos potássicos e geração de veios aplíticos. Menos expressivos, os xistos podem ser máficos, aluminosos ou potássicos, dependendo basicamente da natureza dos protólitos e das alterações mineralógicas impostas por fluidos durante a deformação dúctil e o metamorfismo a que foram submetidos.

### DOMÍNIO NORTE

Os estereogramas (Fig. 8) configuram uma predominância de transcorrências oblíquas para este domínio, sendo notáveis as mega-estruturas S-C geradas por movimentação dextral (Fig. 2). Os gnaisses maciços são subsidiários em relação aos termos bandados, e os estudos microscópicos indicam

que tal bandamento é deformacional, com diminuição do tamanho dos grãos e remoção de sílica nas bandas mais escuras, e clareamento relativo daquelas de granulação grossa. Há xistos grossos, onde houve crescimento de lamelas de muscovita, prismas de cianita e porfiroblastos de granada, e termos finos e laminados (tectonitos SL). Gnaisses e xistos estão lenticularizados entre si. Os corpos quartzíticos ora constituem lentes de espessura submétrica, ora sustentam cristas como as da serra da Palha. Os corpos de anfibolito são abundantes, porém reduzidos arealmente, e mostram relações de contato com as outras rochas desde aparentemente originais até cisalhadas.

### PARAGÊNESES MINERAIS

O estudo de 67 seções delgadas definiu associações minerais de facies anfibolito média a alta; exemplos: bi-mus-cia-sil-qz-plag e bi-hor-micr-plag-qz (em gnaisses); bi-cia-gr-qz-plag e micr-bi-mus-qz-plag (em xistos); mus-cia-est-qz, sil-qz e gr-cum/grunerita (em quartzitos); e plag-hor-qz em anfibolitos. Exemplos da facies xisto-verde, subsidiária: qz-ser-bi, qz-ser-turm e qz-mus-cia (em quartzitos); qz-clor-mus e qz-mus-cia-turm (em xistos); qz-epid-trem/actin-carb e qz-bio-carb (em gnaisses); e qz-hor-epidoto em metamáficas.

Admite-se que as associações da facies anfibolito tenham se formado em zonas de compressão (onde a pressão litostática é maior que a pressão de fluidos), envolvendo aumento de temperatura e reações minerais de desidratação. Em zonas de descompressão, onde os valores da pressão de fluidos superam os da litostática, os campos de estabilidade dos minerais hidratados se ampliam, propiciando a geração de associações minerais da facies xisto-verde.

### DIFICULDADES NA DEFINIÇÃO DA ESTRATIGRAFIA

Conforme se depreende dos dados de campo, a distribuição das rochas é controlada por limites impostos pelas estruturas tectônicas. Em outras palavras, em um modelo que busque integrar coerentemente rochas e estruturas, a disposição daquelas não deve extrapolar os limites definidos por estas últimas (comparar Figs. 1 e 2). Como o padrão amendoado é característico na área, as amêndoas são aqui consideradas suas estruturas básicas, cujos

contornos são marcados pelo desenvolvimento acentuado da foliação.

Considerando-se que tais estruturas resultam de lenticularização, e que as faixas miloníticas de contato entre as mesmas representam superfícies de movimentação tectônica, elas envolvem corpos alóctones, e determinada sucessão litológica aí definida não guarda necessariamente qualquer relação direta com rochas similares das amêndoas circunvizinhas. Portanto, a lenticularização e o aloctonismo impossibilitam qualquer tentativa de divisão estratigráfica, além de, em tese, causarem também transposição de isógradas metamórficas. Dois fatores dificultam inclusive a distinção entre rochas do Grupo Andrelândia e do embasamento: existência não absoluta de minerais aluminosos nas rochas do Andrelândia e metamorfismo de facies anfibolito, com migmatização localizada, tanto no embasamento quanto no Andrelândia.

As situações de cavalgamento oblíquo constatadas parcialmente em rochas do Domínio Sul correspondem a porções menos rotacionadas da tectônica direcional do Cinturão de Cisalhamento Transcorrente Paraíba do Sul (HASUI et alii 1990), em que se insere a área. Esta tectônica causou aloctonismo e lenticularização das rochas do Grupo Andrelândia e de seu embasamento, feições evidentes na área trabalhada e seguramente extensivas, em maior ou menor intensidade, ao longo deste cinturão. Apesar disso, tais aspectos são desconsiderados por alguns autores, o que torna questionável a validade de determinadas estratigrafias elaboradas para a região.

### AGRADECIMENTOS

O autor externa seus agradecimentos à COMIG e à CAPES pelo apoio na viabilização deste trabalho, aos colegas e professores de mestrado da UFMG pelo intercâmbio de idéias e ambiente de trabalho, e aos professores Yociteru Hasui, Lydia Lobato e Eduardo Ladeira pelo incentivo e ensinamentos prestados.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B.; EBERT, H.D. - 1990 - "Estruturação da Extremidade Oriental da Chamada Cunha de Guaxupê. Dados Preliminares." In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal. *Anais ... SBG*, p.2296-2300.
- PENHA, U.C. - 1992 - "Prospecção geoquímica em terreno transcorrente. O exemplo do sul de Minas Gerais." In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo. *Anais ... SBG*, 2:239-240.

FIGURA 1

COMIG CIA. MINERADORA DE MINAS GERAIS  
 UFMG-IGC (PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS)

MAPA LITOLÓGICO

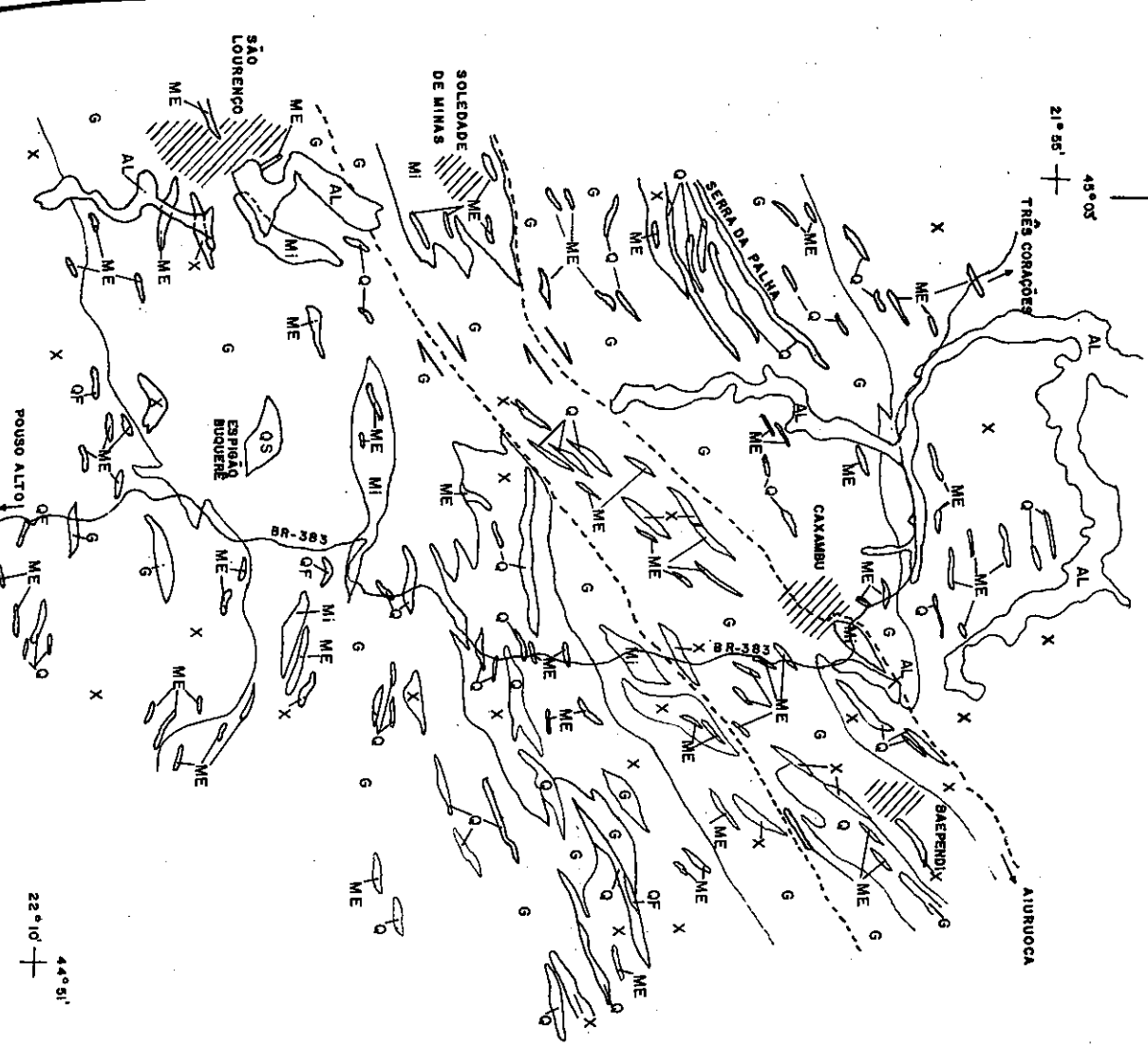
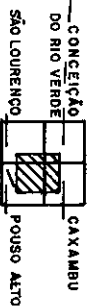
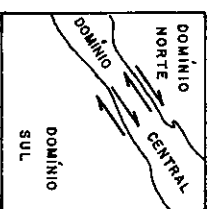
LEGENDA

- EMBASEAMENTO E SUPRACRUTAIS DO GRUPO ANDRELÂNDIA
- G PARAGNAISES (POTÁSSICOS E/OU ALUMINOSOS) E ORTOGNAISES
  - X XISTOS C/ QUARTZO, PLAGIOCLÁSIO E/OU MICROCLÍNIO, BIOTITA E/OU MUSCOVITA, GRANADA, CIANITA OU SILIMANITA
  - Q QUARTZITOS C/ MUSCOVITA, CIANITA E/OU SILIMANITA
  - QF GRANADA-CUMININGTONITA/GRUNERITA QUARTZITOS
  - QS SILIMANITA-SULFETO QUARTZITOS
  - ME METABÁSICAS
  - MI BIOTITA-MUSCOVITA-MICROCLÍNIO GNAISES MIGMATIZADOS
  - AL ALUVIÕES
- OBS: O ALCOTONISMO NÃO PERMITE EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO

ESCALA 1:190.000

ARTICULAÇÃO DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS







ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS  
 186E 1:50.000



**COMIG CIA. MINERADORA DE MINAS GERAIS**  
**UFMG-IGC (PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS)**

**MAPA DE LINHAS DE FORMA ESTRUTURAL**

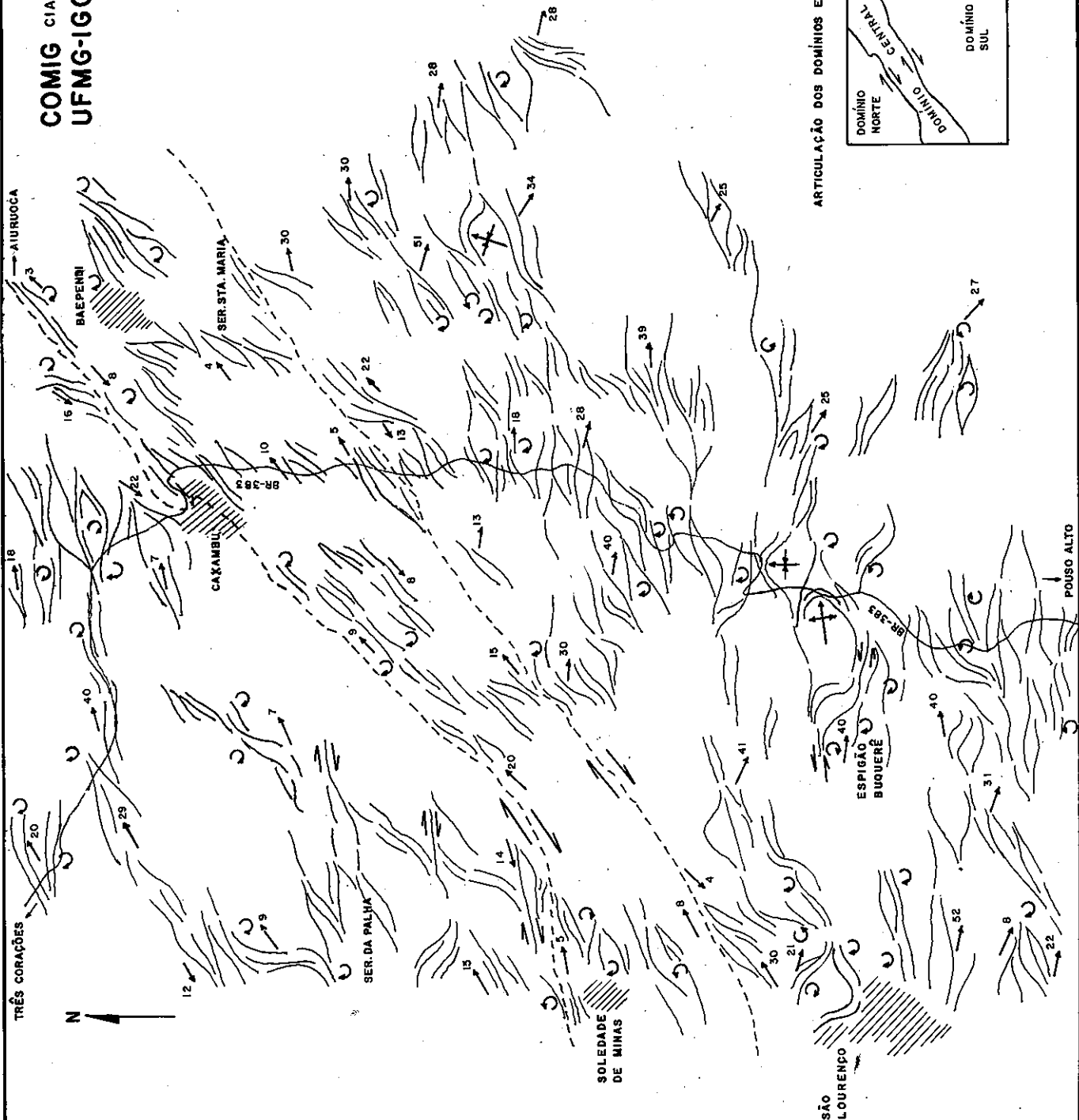
**LEGENDA**

-  LIMITE DE DOMÍNIO ESTRUTURAL
-  LINHAS DE FORMA ESTRUTURAL (INTERPOLANDO ATITUDES DE FOLIACÃO)
-  SENTIDO DE ROTAÇÃO (CRITÉRIO CINEMÁTICO DE CAMPO)
-  DOBRAS DE GRANDE PORTE
-  LINHAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL
-  TRANSCORRÊNCIA COM REJEITO DEXTRAL

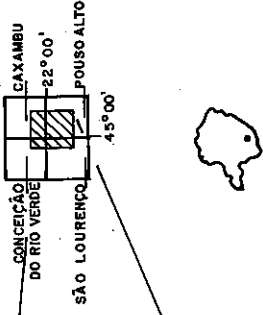
OBS: AS ATITUDES DE FOLIACÃO DA MAIORIA DAS LINHAÇÕES MINERAIS, E DAS DOBRAS DE PEQUENO PORTE NÃO FORAM PLOTADAS POR UMA QUESTÃO DE ESCALA.

**FIGURA 2**

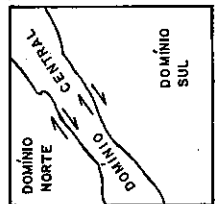
ESC. 1:142.000



ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS  
 186 E 1150.000



ARTICULAÇÃO DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS



des. Fáblio

RESTRITAS A ESTRUTURAS AMENDADAS (DOMÍNIO SUL).  
 DE ESTIRAMENTO MINERAL ASSOCIADA (CONFIGURANDO CAVALGAMENTOS OBLÍQUOS NO DOMÍNIO SUL) ROTACIONADOS PARA TRANSCORRÊNCIAS NO DOMÍNIO CENTRAL

PLANO XZ. OLHAR PARA NW. SAIBREIRA A 1,5 KM A NE DE SÃO LOURENÇO (DOMÍNIO SUL).

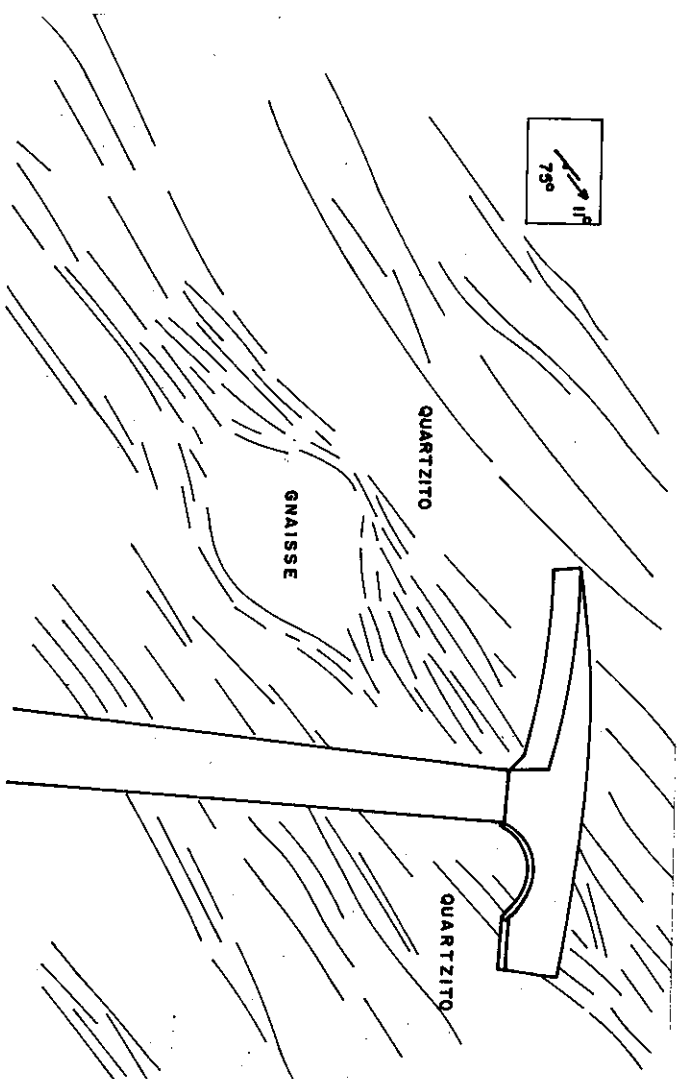


FIG. 3 - FEIÇÃO DE ALCOTONISMO EXPRESSA POR "BOUDIN" DE GNAISSE EM PACOTE DE MUSCOVITA QUARTZITO DE ESPESURA AFLORANTE SUPERIOR A 10 METROS. LOCALIDADE DE FLORENTINOS (DOMÍNIO SUL). NO CANTO SUPERIOR ESQUERDO; FOLIAÇÃO MILONÍTICA E LINEAÇÃO DE ESTRAMENTO MINERAL ASSOCIADA.

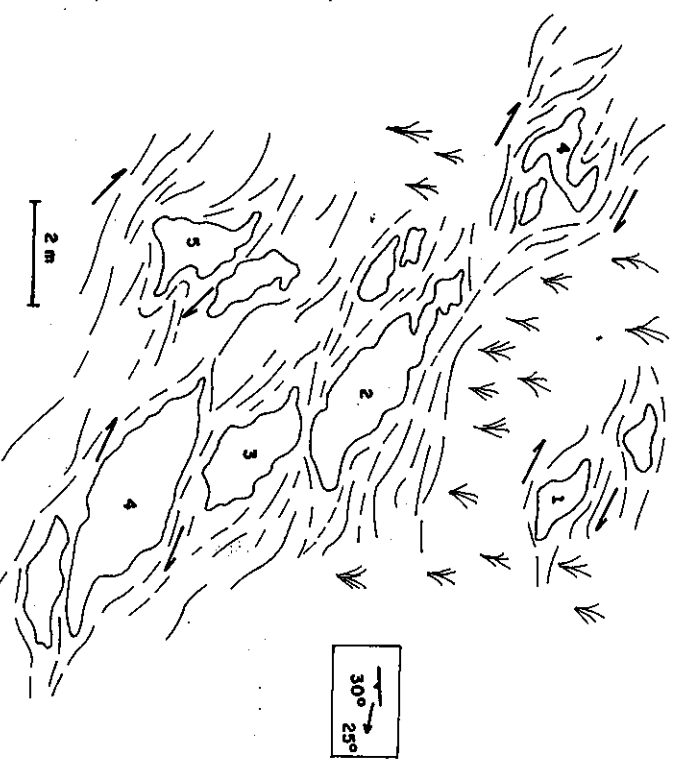


FIG. 4 - PEGMATITIZAÇÃO SIN-TECTÔNICA EM PEDREIRA DE BIOTITA GNAISSES 600 m AO NORTE DE BOA VISTA (DOMÍNIO SUL). NOTAR ROTAÇÃO (1,2,3,4) E DOBRAMENTO (4,5) DOS "TENSION VEINS" PEGMATÓIDES. OLHAR PARA SE.

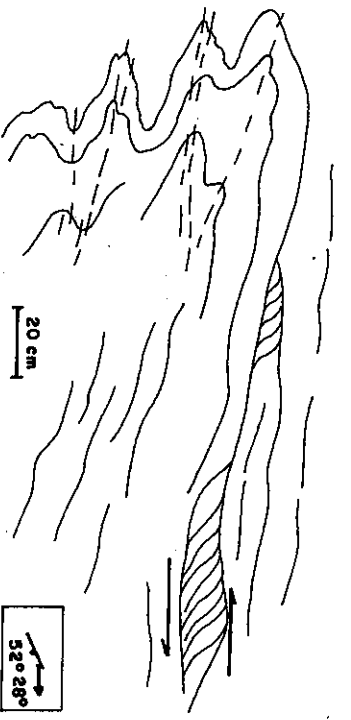


FIG. 5 - MUSCOVITA QUARTZITOS MILONÍTICOS DOBRADOS COM DESENVOLVIMENTO DE ESTRUTURAS S-C INDICANDO ROTAÇÃO ANTI-HORÁRIA, PLANO XZ. OLHAR PARA NW. SAIBREIRA A 1,5 km A NE DE SÃO LOURENÇO (DOMÍNIO SUL).

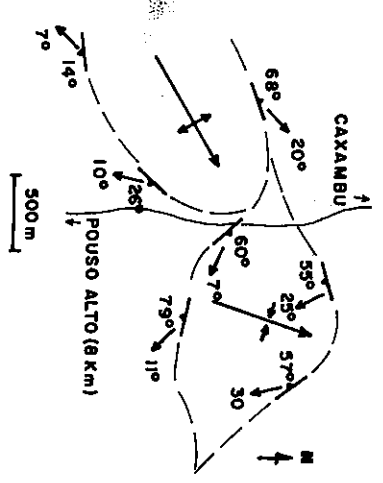


FIG. 6 - DOBRAS INFERIDAS DE PORTE MEGASCÓPICO RESTRITAS A ESTRUTURAS AMENDADAS (DOMÍNIO SUL).

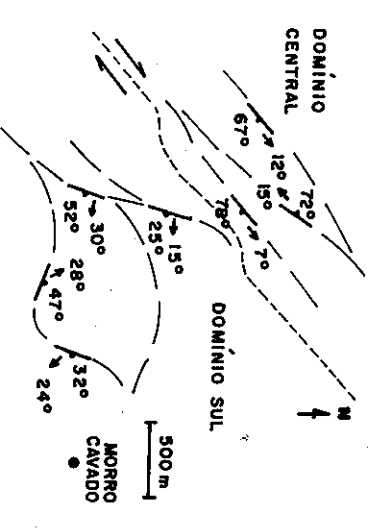
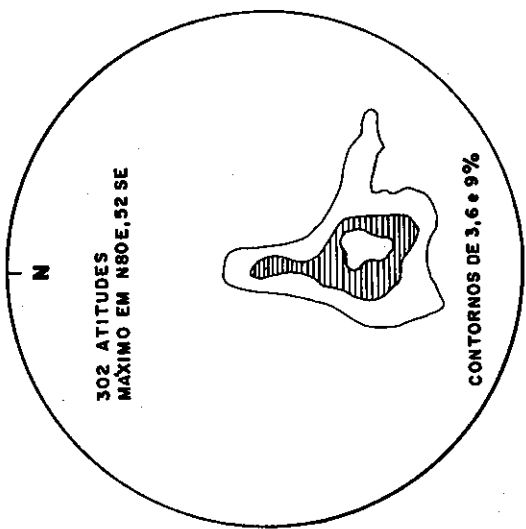
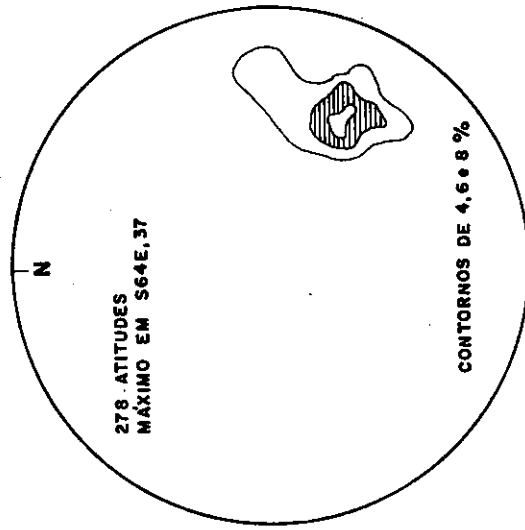


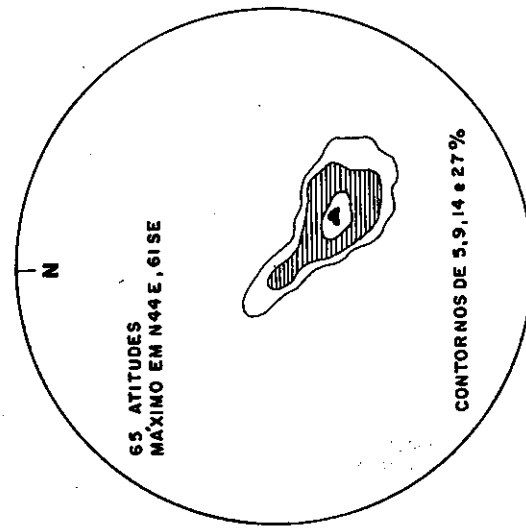
FIG. 7 - PLANOS DE FOLIAÇÃO MILONÍTICA COM LINEAÇÃO DE ESTRAMENTO MINERAL ASSOCIADA (CONFIGURANDO CAVALGAMENTOS OBLÍQUOS NO DOMÍNIO SUL.) ROTACIONADOS PARA TRANSCORRÊNCIAS NO DOMÍNIO CENTRAL



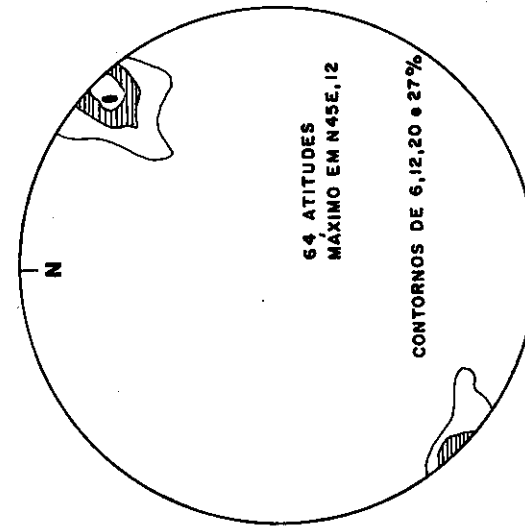
FOLIAÇÃO NO DOMÍNIO SUL



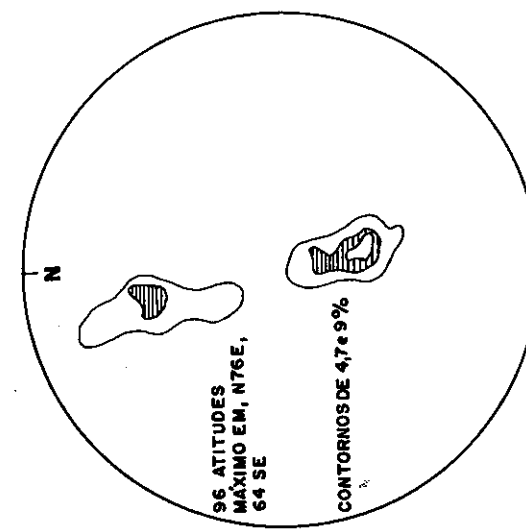
LINEAÇÃO MINERAL NO DOMÍNIO CENTRAL



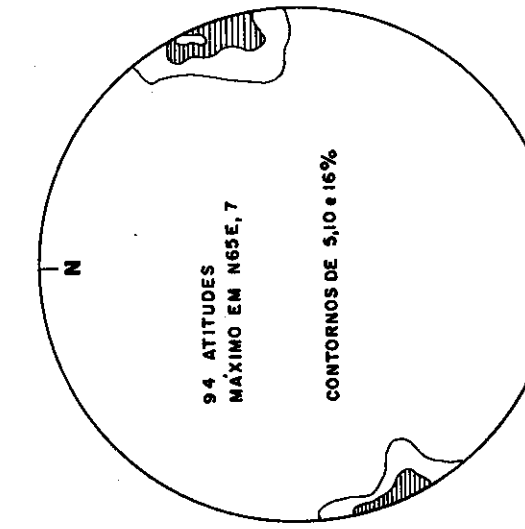
FOLIAÇÃO NO DOMÍNIO CENTRAL



LINEAÇÃO MINERAL NO DOMÍNIO CENTRAL



FOLIAÇÃO NO DOMÍNIO NORTE



LINEAÇÃO MINERAL NO DOMÍNIO NORTE

FIG. 8 - ESTEREOGRAMAS QUE EVIDENCIAM CAVALGAMENTOS OBLÍQUOS NO DOMÍNIO SUL, TRANSCORRÊNCIAS OBLÍQUAS NO DOMÍNIO NORTE E FRANCAS TRANSCORRÊNCIAS NO DOMÍNIO CENTRAL.



# A ZONA DE CISALHAMENTO DO RIO PARAÍBA DO SUL : ESTUDO DE PADRÕES DE ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DE EIXOS-C DE QUARTZO

DAYAN, H.  
CORRÊA NETO A.V.  
VALENÇA J.G.

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, RIO DE JANEIRO, 21949-900, BRASIL, BOLSISTAS DO CNPQ

## 1 - INTRODUÇÃO

O conhecimento do sentido do movimento relativo de blocos em zonas de falhas é por vezes assunto controvertido e passível de discussões. Alguns estudos mais específicos têm enfatizado o uso dos padrões da orientação preferencial cristalográfica de eixos-c de quartzo como um valioso indicador do sentido do vórtice em zonas deformadas plasticamente.

As naturezas dos estudos destes padrões de tramas cristalográficas, podem ser agrupadas em : (i) estudos de natureza teórica, simulando padrões naturais (Etchecopar, 1977, Lister & Hobbs, 1980), (ii) análise de rochas deformadas em laboratório (Dell'Angelo & Tullis, 1989) ou então (iii) aqueles tipos mais usuais de trabalhos realizados em rochas analisadas em inúmeras regiões de deformação localizadas, especialmente zonas de cisalhamento (vide Law 1990).

O propósito desta contribuição é o de analisar a estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (doravante denominada ZCRPS) no trecho entre as cidades de Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ) com base nos padrões de orientação preferencial de eixos-c de quartzo de rochas pertinentes à esta zona de deformação.

## 2 - GEOLOGIA E ESTRUTURA

É possível agrupar os litotipos principais desta área em 3 associações principais : (i) Associação de rochas para-derivadas de fácies anfíbolito alto, a qual inclui gnaisses com hornblenda, biotita, granada e lentes de rochas calciossilicatadas. (ii) Associação de rochas orto-derivadas de fácies granulito, constituída de gnaisses quartzo-feldspáticos à ortopiroxênio contendo meta-enderbitos, retrometamorfisados sintectonicamente à facies anfíbolito alto/médio. (iii) Nos arredores das cidades de Anta (RJ) e Sapucaia (RJ) existe corpo plutônico, coevo com as zonas de cisalhamento, composto de granito e granodiorito (vide Corrêa Neto et al., 1993).

Em linhas gerais pode-se caracterizar todas as estruturas da área como controladas pela ZCRPS. Todos os litotipos da área são afetados pelos fortes efeitos do cisalhamento regional, o qual posicionou as

foliações na verticalidade e as direcionou para 060°-240° que é o *trend* regional da ZCRPS.

O estiramento-máximo na direção horizontal controla as atitudes das lineações, eixos de dobras e a disposição de lentes de corpos mais rígidos, formando  *pods*, *boudins*, *augens*, sistemas porfiroclásticos, etc, todos com suas maiores dimensões dispostas em paralelismo com o *trend* regional 060°-240°. Existem claras evidências de um estiramento secundário na direção vertical, dado por boudinagem tanto da foliação gnaissica e/ou milonítica, ou então em torno de corpos mais rígidos. A análise de strain (Dayan & Keller, 1989) revela que o *fabric*-final destes tectonitos é extremamente oblato.

Os indicadores cinemáticos nesta área denotam, na maioria dos casos, vergência horária, conferindo movimentos dextrógiros para a zona.

## 3 - PADRÕES DE EIXOS-C DE QUARTZO

A orientação preferencial dos eixos-c de quartzo foi medida em várias amostras orientadas coletadas na área da figura 1. Todos os diagramas apresentam a foliação na posição vertical orientada segundo EW, com a lineação de estiramento na posição horizontal (fig. 1).

Constata-se que o diagrama da amostra nº 1 (fig. 1) apresenta clara dispersão de eixos-c de quartzo. A contagem estatística revelou máximos cuja disposição assemelha-se à um *fabric skeleton*, intermediário entre achatamento simples ou  $k=0$  e o padrão de cinturão cruzado do tipo I,  $k=1$  (vide fig. 1, diag. A, de Schmid & Casey 1986). O modelo, ilustrado em C (fig. 1) diferencia-se deste último pela interrupção na linha que conecta os pequenos círculos. A amostra nº 1, um protomilonito, e a menos deformada de todo o lote analisado, foi coletada de ponto 150 m distante da zona milonítica principal, e conforme análise de deformação de Dayan & Keller (1989), forneceu um elipsóide de strain bastante oblato cujo valor de  $k$  é 0,08.

As amostras 2,3,5 e 6 assemelham-se com a seqüência exibida nos diagramas  $B_{(i)} - B_{(v)}$  (fig. 1), a qual foi, também, estabelecida por Schmid & Casey (1986). A amostra nº2, advém de rocha claramente milonítica, apresenta um *fabric skeleton* muito semelhante ao do cinturão cruzado do tipo I (diag.

B<sub>(i)</sub>, fig. 1). As amostras n<sup>o</sup> 3 e 5 seriam correspondentes àqueles tipos transicionais, entre o cinturão cruzado tipo I e cinturão único (B<sub>(ii)</sub> e B<sub>(iii)</sub> fig. 1), exibindo uma assimetria ou vórtice. Isto denotaria uma deformação com componente rotacional dextrógiro acoplada à outra componente de achatamento (*flattening*) bastante acentuada. Tais observações estão em plena concordância com evidências pretéritas tomadas a partir de análise de deformação (Dayan & Keller, 1989).

O padrão da amostra n<sup>o</sup> 4 também poderia localizar-se naqueles intermediários entre B<sub>(iii)</sub> e B<sub>(iv)</sub> (fig. 1). A disposição dos eixos-c revela nítidas aglutinações (*clusters*) em determinadas pontos da projeção. O *fabric skeleton* talvez mostre um vórtice levógiro. Completando o quadro teórico proposto por Schmid & Casey (1986), as amostras n<sup>o</sup> 5 e 6, enquadram-se naqueles dois membros extremos, B<sub>(iv)</sub> e B<sub>(v)</sub> (fig. 1). A amostra n<sup>o</sup> 5 apresenta um único cinturão com um incipiente desenvolvimento do ramo superior direito, enquanto a n<sup>o</sup> 6, indubitavelmente o melhor diagrama do lote, exhibe um único cinturão, denotando um vórtice claramente dextrógiro.

As amostras n<sup>o</sup> 7, 8 e 9 aparentemente têm como característica comum, a presença de cinturão-único disposto ortogonalmente à foliação. Este tipo de *fabric skeleton* difere daquele membro extremo ilustrado pelo diagrama B<sub>(v)</sub> (fig. 1), por não apresentar um claro vórtice. Talvez a melhor comparação fosse à do cinturão-único do tipo II (diagrama E, fig. 1), de Lister & Hobbs (1980), o que denotaria um *fabric* prolatado nesta área.

Como se pode constatar os padrões das amostras n<sup>o</sup> 10, 11 e 12 (fig. 1), são característicos por revelarem concentrações de eixos-c de quartzo bem próximos do centro da rede (i.e. eixo Y do elipsóide de deformação finita), portanto ortogonal à lineação de estiramento, e com tendência à distribuir seus pontos ao longo do plano YZ.

Este tipo de *fabric skeleton* não se enquadra em nenhum daqueles diagramas ilustrados nos diagramas A, B, C, D e E da fig. 1. Ao que parece, esta situação é característica de rochas com alto grau de metamorfismo, conforme reportado em Bunge & Wenk (1977). Schmid & Casey (1986) depararam com este problema, e acenaram para a possibilidade da existência de uma transição entre este tipo de *fabric* e aquele caracterizado pelo cinturão único.

#### 4 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES.

Fica imediatamente claro das descrições precedentes, que os padrões encontrados na área de estudo estão longe do quadro simplista elaborado a partir de experimentos de laboratórios, e/ou modelagens numéricas.

Também parece evidente, que diagrama com cinturão-único, assimétrico (i.e. desprovido daqueles componentes formadores do chamado cinturão cruzado), oblíquo à foliação, é algo aparentemente raro, só figurando neste estudo no diagrama da amostra n<sup>o</sup> 6. Isto equivale dizer que a condição de formação do cinturão assimétrico só é possível em

regime de deformação por cisalhamento simples, portanto deformação plana, o que não é corroborado pela análise de *strain* (Dayan & Keller, 1989) e nem por aqueles indicadores cinemáticos em escala mesoscópica.

O problema que se depara aqui é o de explicar a existência daqueles padrões do chamado cinturão-único do tipo II, os quais plotam no campo prolatado do diagrama de Flinn (diag. A,  $k=\infty$ ). Este estudo tem dificuldades de justificar a existência de extensão simples ( $k=\infty$ ) nesta área. Em trabalho pretérito (Dayan & Keller, 1989), a existência de meso-estruturas prolatadas (*mullions*) foi justificada mediante efeitos de superposição de deformação plana (*simple shear*) com plano de cisalhamento vertical, sobre *fabric* planar preexistente, na posição horizontal (foliação regional, sub-horizontal justifica tal modelo, vide Dayan & Keller, 1989).

Todas as evidências estruturais acerca da deformação nesta zona apontam para um *fabric* oblato, seja por imposição da deformação, ou por aparente achatamento (*flattening*) transversal à zona de milonitos ou criada por indicações de mudança volumétrica aparente (vide Dayan & Keller, 1989).

A existência de extensão simples ( $k=\infty$ ) pode ser aqui tratada de vários pontos de vista: (i) trata-se na verdade de *fabric* real, porém localizado à determinados pontos desta zona, para as quais nossos dados são insuficientes, necessitando portanto, uma investigação mais apurada. Ou então, (ii) trata-se de *fabric* aparente, provavelmente uma alteração no *fabric* derivado de um componente de cinturão-cruzado do tipo I com outra componente qualquer, por exemplo um *fabric* pretérito. Ralser et al. (1991) mostraram que a distribuição dos máximos de concentração de pontos no interior de um cinturão é fortemente influenciada por orientações preferenciais pré-existentes. O resultado seria aquele padrão de cinturão-único tipo II.

Ficou demonstrado que os padrões encontrados neste estudo variam desde o tipo I ao II, alguns exibindo assimetria. Somente na amostra n<sup>o</sup> 6 foi encontrado o chamado cinturão único assimétrico, a qual advém de ponto de coleta exterior à zona de cisalhamento principal. Isto permite concluir que o mecanismo de cisalhamento simples (ss.) é fato raro em zonas de cisalhamento. Entretanto os *fabrics* desta transição são evidências claras de que o mecanismo operante na zona seja do tipo rotacional.

A análise dos *fabric skeletons* sugere que o sentido (predominante) de vórtice é o dextrógiro o que é condizente com o sentido de outros indicadores cinemáticos, (por exemplo assimetria de dobras, sistemas porfirocásticos) encontrados nesta franja de deformação. Em uma das amostra (n<sup>o</sup> 4), o *fabric skeleton* foi interpretado como sendo levógiro, o que não compromete a hipótese de movimentos globais no sentido dextrógiro ao longo desta zona. Aliás estes movimentos contrários são uma necessidade geométrica (vide por exemplo o caso de movimentos opostos, das fraturas R e R' do modelo de Riedel *shears* (Tchalenko 1970). Garcia Celma (1982)

chama a atenção para o caso em que o sentido do movimento, em torno de lentes rígidas, pode ser exatamente o oposto do sentido geral da zona de cisalhamento.

Aqueles diagramas que exibem cinturões de *eixos-c* de quartzo, cortando o plano de foliação ao redor de 90° da lineação de estiramento (amostras nos. 10, 11 e 12, fig. 1), são na verdade oriundos de rochas com grau de metamorfismo elevado e se coadunam com a asserção de Bunge & Wenk (1977).

A existência de componente de encurtamento ortogonal à zona de deformação aqui é interpretada como coeval com a componente (rotacional) principal de deformação. Esta interpretação não só é corroborada pelas evidências de campo como também pela presente análise dos diagramas de *eixos-c* de quartzo e ainda pela análise de *strain* (Dayan & Keller 1989).

As implicações da existência desta componente de achatamento concomitante com a deformação rotacional total, adquiriu importância crescente nesta pesquisa. À princípio ela fora invocada, apenas, para explicar estruturas locais de escala mesoscópicas, tais como giro de *boudins* de rochas calciossilicatadas, boudinagem da foliação e estiramento de núcleos ou aglomerados de minerais máficos, na direção vertical. O mapeamento regional levado à cabo pela equipe desta pesquisa, atesta que as rochas charnockíticas desta área ocorrem como franjas alongadas paralelas ao *strike* da zona principal de cisalhamento. Estas franjas charnockíticas são aqui interpretadas como verdadeiros muros (*pop-ups*) que subiram verticalmente ao longo desta zona, por efeitos de transpressão (Sanderson & Marchini, 1984, Dayan & Keller, 1989).

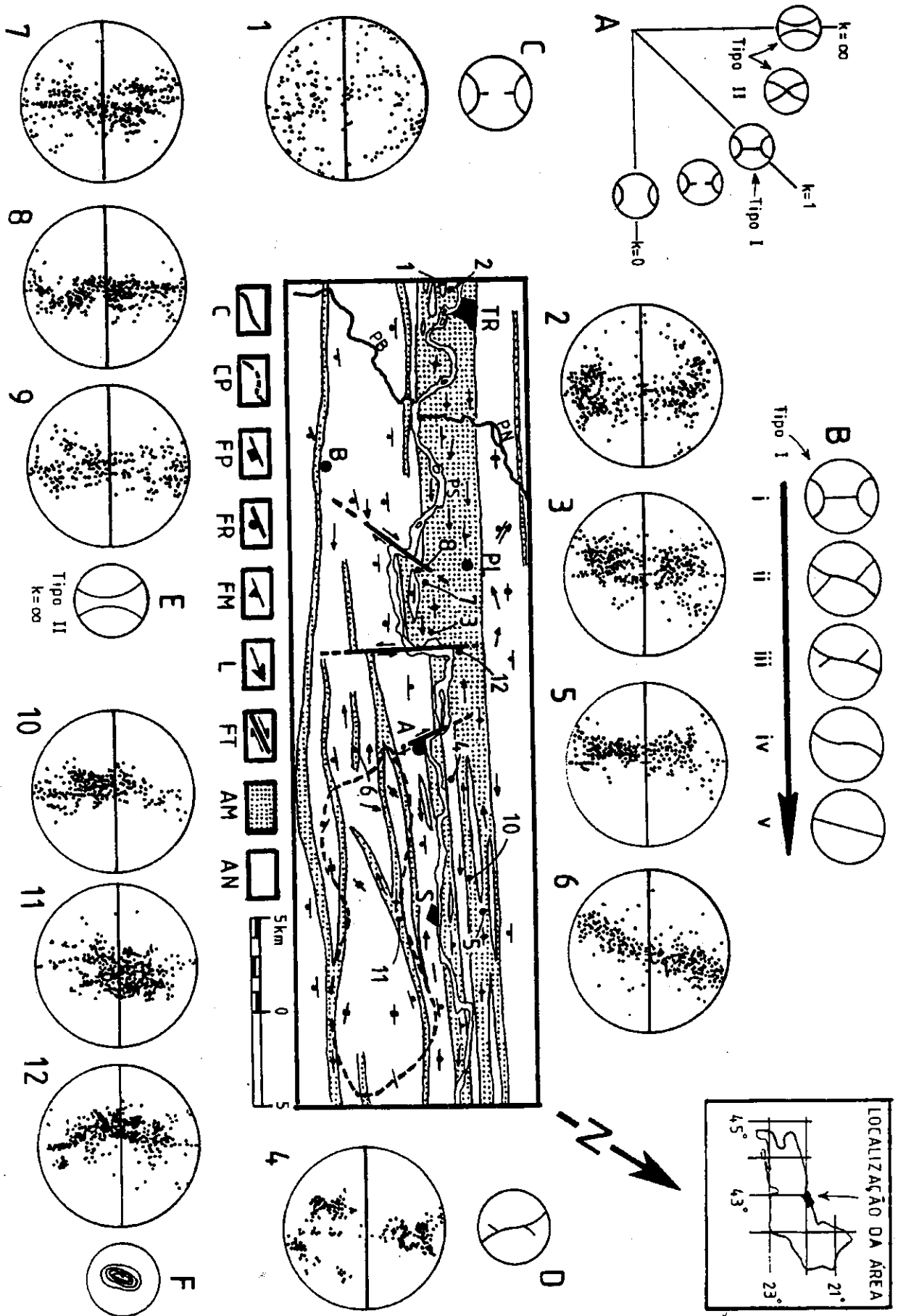
Baseados, pois, nas feições de geologia e estrutura aqui discutidas, sugere-se que o ambiente transpressional na ZCRPS, seja fruto da existência de uma estrutura em flor positiva (*positive flower structure*, Harding & Lowell, 1979). Este modelo tectônico explicaria a coexistência de estiramento vertical com os movimentos transcorrentes principais, além do soerguimento de rochas oriundas de níveis crustais inferiores (Corrêa Neto et al., 1993).

## 5 - REFERÊNCIAS

- Bunge, H.J. & H.R. Wenk, (1977). Three-dimensional texture analysis of three quartzites (trigonal crystal and triclinic specimen symmetry), *Tectonophysics*, v. 40, pp. 257-285.
- Corrêa Neto, A.V.; Dayan, H.; Valença J.G. & Raphael Cabral, A. (1993). Geologia e Estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). Submetido ao 3º Simpósio Regional da Região Sudeste, Rio de Janeiro.
- Dayan, H. & Keller, J.V.A., (1989). A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ) : uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. de Geociências*, vol. 19, no. 4, pp. 494-506.
- Dell'Angelo, L.N. & Tullis J., (1989). Fabric development in experimentally sheared quartzites. *Tectonophysics*, v. 169, pp. 1-22.
- Etchecopar, A., (1977). A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, v. 39, no. 1-3, p. 121-139.
- Garcia Celma, A., (1982). Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *J. Struct. Geol.*, v. 4, no. 4, pp. 443-455.
- Harding, T.P. & Lowell, J.D., (1979). Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Bull. Am. Assoc. petrol. Geol.*, 63, 1016-1058.
- Law, R.D., (1990). Crystallographic fabrics : a selective review of their applications to research in structural geology. In Knipe, R.J. & Rutter, E.H. (eds), 1990, Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geological Society Special Publication, no. 54, pp. 335-352.
- Lister, G.S. & Hobbs, B.E., (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.*, v. 2, no. 3, p. 355-370.
- Ralsler, S., Hobbs, B.E. & Ord, A., (1991). Experimental deformation of a quartz mylonite. *J. Struct. Geol.*, v. 13, no. 7, p. 837-850.
- Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D., (1984). Transpression. *J. Struct. Geol.*, v. 6, no. 5, p. 449-458.
- Schmid, S.M. & Casey M., (1986). Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *A. Geophys. Un.*, Mono 36, pp. 236-286.
- Simpson, C. & Schmid, S.M., (1983). An evaluation of criteria to deduce the shear sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 94, p. 1281-1288.
- Tchalenko, J.S., (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 81, p. 1625-1640.
- Vissers, R.L.M., (1989) Asymmetric quartz c-axis fabrics and flow vorticity : a study using rotated garnets. *J. Struct. Geol.*, v. 11, no. 3, p. 231-244.

## LEGENDA

Figura 1 - Mapa estrutural simplificado. Estão representadas por letras: (i) Cidades: TR - Três Rios, A - Anta, S - Sapucaia, B - Bemposta, PL - Penha Longa. (ii) Rios: PS - Paraíba do Sul, PN - Paraíba, PB - Piabanha. (iii) Símbolos: C - contato, CP - contato do Plutonito de Sapucaia, FP - atitude da foliação primária (Plutonito Sapucaia), FR - atitude da foliação regional, FM - atitude da foliação milonítica, L - lineação, FT - falha transcorrente, AM - decoração da zona milonítica, AN - domínio não milonítico. Números de 1 à 12, posicionam os diagramas de *eixos-c* de quartzo na área de estudo. Diagramas A, B, C, D, E e F são modelos, conforme explanado no texto.



## ANÁLISE CINEMÁTICA E DEFORMACIONAL DO BATÓLITO SÃO VICENTE/CAICÓ RN

**CHRISTIANO MAGINI\***  
**PETER C. HACKSPACHER\***  
**ELTON L. DANTAS\***  
**JEAN M. LEGRAND\*\***  
**EDELEUZA A. DE OLIVEIRA\***

\* UNESP-RIO CLARO

\*\* UFRN -NATAL

### INTRODUÇÃO

Os estudos cinemáticos e deformacionais no Batólito São Vicente/Caicó ampliaram conhecimentos e procuraram qualificar e quantificar mecanismos de colocação vs. deformação, os quais atuaram em conjunto durante sua evolução.

O Batólito São Vicente/Caicó situa-se na região Seridó inserida na "Província Borborema" (Almeida, 1977), abrangendo uma área de aproximadamente 2.500 Km<sup>2</sup>.

O Batólito é caracterizado por rochas granitóides subdivididas em dois maciços: Maciço São Vicente e Maciço Caicó, compostos de duas suíte cogenéticas, Suíte de Gnaisses Cinzas e Suíte de Gnaisses Graníticos (Hackspacher et al, 1992).

Morfológicamente apresenta feições de domos gnáissicos (amendoas), formando núcleos, os quais são limitados por zonas de cisalhamento dúctil (Magini et al, 1991). Estas estruturas formaram-se durante um processo evolutivo composto, onde dinâmicas de "emplecement" + deformação se interagiram contribuindo para atuação de uma componente rotacional.

### ANÁLISE CINEMÁTICA

#### Regime tangencial (cavalgamento)

A fase Dn é caracterizada no batólito por apresentar estruturas planares (Sn) subhorizontais mergulhando de 20° a 40° para SW e NE. O plano Sn possui trend preferencial NW, tendo associada uma lineação de estiramento Ln com mergulhos não maiores que 20°. Lineações de eixo de dobras localizam-se na charneira de dobras isoclinais apertadas e possuem trend NW-SE e caimento não maior que 20°. As dobras apertadas por vezes evoluem para "sheath folds".

Microtexturas mostram feições criadas em estado subsólido (feições magmáticas) evoluindo através de rotação, quebraimento e recristalização dos grãos para feições exclusivamente deformacionais. A transição das microtexturas acompanha o zoneamento dos núcleos (amendoas), onde no centro temos partes

preservadas (sem deformação), e nas bordas onde temos a deformação mais intensa.

Os dados cinemáticos de campo e microscópicos (rotação de pórfiros, planos S-C, geometria de dobras e lineações de estiramento), mostram que o transporte durante o evento Dn foi de SE para NW. Dados deformacionais revelam que o estiramento principal deu-se nesta mesma direção (ver ANÁLISE DEFORMACIONAL).

A deformação Dn é acompanhada de condições de P e T elevadas, o metamorfismo Mn caracteriza-se por apresentar associações do fácies anfíbolito superior (k-f+estaur+andal+gran+hb) até a anatexia, sendo pico metamórfico nomenclaturado por Mn'. O final do metamorfismo Mn acontece em condições de P e T mais baixas caracterizando um resfriamento progressivo em fase nomenclaturada de Mn''(ver Transcorrências NW).

#### REGIME TRANSCORRENTE

As transcorrências no batólito são caracterizadas por dois tipos: i) transcorrências NW com mergulhos de 55° a 90°, ii) transcorrências verticais NE.

i) Transcorrências NW - no Maciço São Vicente/Florânia (porção NE) os planos verticais estão associados a estruturas de mistura magmática (bandamento ígneo) (Dantas, 1992), contendo nestes planos uma lineação de estiramento (Ln) NW subhorizontal.

As associações metamórficas evidenciam mineralogia ígnea preservada, tendo em alguns pontos um metamorfismo anfíbolito atuante (pico Mn').

Nota-se nos dois exemplos acima que duas componentes atuaram neste maciço, uma componente ígnea (colocação do magma) e uma componente deformacional. Os movimentos compostos caracterizam uma cinemática sin-tectônica.

No Maciço Caicó as transcorrências NW possuem mergulho de 55° e aspectos estruturais de dobras, planos S-C, denotando que os planos Sn formados durante tardi-Dn tiveram uma participação maior da componente deformacional.

A mineralogia composta por muscovita, k-feldspato, quartzo e opacos, mostra intensa recristalização de quartzo e muscovitas, formação de

mica fish, caracterizando um metamorfismo no fácies xisto verde para a fase Mn', sendo de mais baixa temperatura que Mn'.

i) Transcorrências NE - são zonas de cisalhamento dúctil/rúptil de caráter regional que truncam e reorientam as estruturas de Dn e formam outras novas. As novas estruturas são caracterizadas por um plano Sn+1 vertical, associado a uma lineação de estiramento Ln+1 subhorizontal, dobras abertas e em arrasto.

Estas zonas de cisalhamento são reponsáveis pela compartimentação em bloco do batólito subdividindo-o em três partes: Bloco W, Bloco Central e Bloco E.

O metamorfismo nestes cisalhamentos é caracterizado por muscovita + quartzo, caracterizando o fácies xisto verde. A recristalização de minerais nesta fase é menos acentuada, formando apenas muscovitas em plano axial de dobras abertas Dn+1. A distribuição dos elementos da fase Dn e Dn+1 podem ser visualizadas na Figura-1.

## ANÁLISE DEFORMACIONAL

Foram estudados os regimes tangencial e transcorrente, onde os resultados apresentaram-se diferentes, contudo a evolução deformacional foi acompanhada em um processo único, passando o regime tangencial gradualmente para um regime transcorrente, caracterizando que a deformação atuou progressivamente.

### Relação dos elipsóides Dn e Dn+1

O regime Dn foi estudado através do método FRY (1979), utilizando-se a relação dos eixos X, Y, Z do elipsóide de deformação.

O estudo revelou que o estiramento principal ocorreu na direção NW (eixo X), sendo característico para todas as amostras valores positivos de  $E_x$  (amostras CH-11, CH-49, CE-49, CE-33). Os dados revelaram também que estiramento de menor ordem ocorreu na direção do eixo Y (direção SW), onde valores positivos  $E_y$  denotam a fuga de material também na direção do eixo Y. Valores negativos sempre na direção do eixo Z, mostram um forte encurtamento.

A fase Dn apresenta X e Y subhorizontais e Z vertical, portanto estiramento principal na direção NW e secundário na direção SW, com encurtamento na vertical. A relação dos eixos desta fase caracteriza um elipsóide oblato (Figura-2).

O regime Dn+1 apresenta uma distribuição diferente dos eixos. Os dados mostram  $E_x$  positivo

com valores médios de 30%, caracterizando estiramento principal na direção (NE).

Os valores de  $E_y$  também são positivos denotando estiramento secundário na vertical. O posicionamento do eixo Z é subhorizontal com direção NW, posicionando um encurtamento nesta direção devido aos valores negativos de  $E_z$ . (Figura-2)

Contudo alguns pontos revelaram encurtamento também na direção de Y ( $E_y$  negativo) (amostras CE-72, CE-64, CE-66), esta nova relação mostra que o elipsóide de deformação durante a fase Dn+1 evoluiu em caráter oblato para prolato. Os resultados positivos na direção de Y denotam que algumas zonas de cisalhamento possuem caráter transpressional com fuga de material na vertical. Os dados numéricos estão resumidos na Tabela-1.

## CONCLUSÕES

A ascensão do magma que formou o Batólito São Vicente /Caicó ocorreu sin-tectonicamente a deformação Transamazônica, que afetou toda a região Seridó.

A história deformacional iniciou com um regime tangencial (oblato) que evoluiu progressivamente para um regime transcorrente (prolato). Algumas zonas de cisalhamento transcorrente possuem caráter transpressional, confirmado pelos estudos deformacionais.

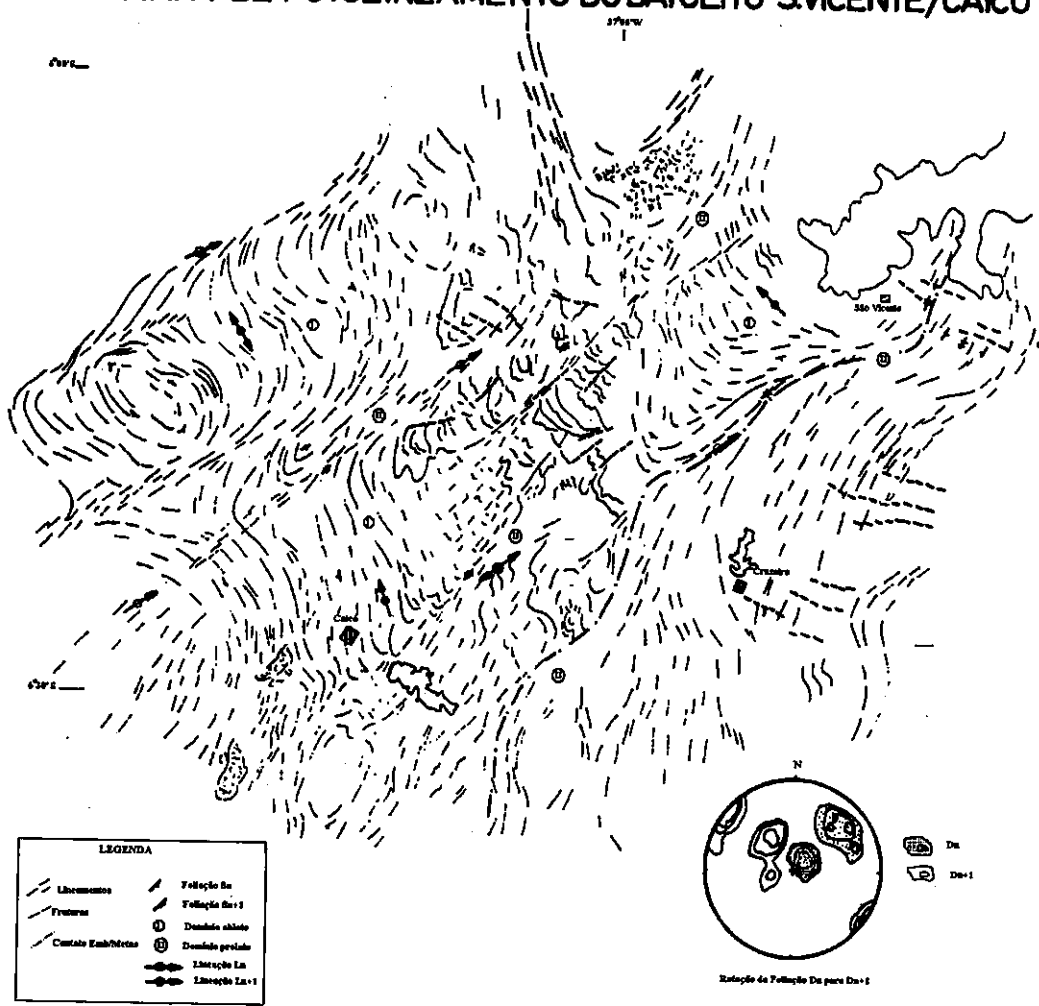
A presença de uma evolução composta, tendo uma componente rotacional é evidenciada pela rotação em X de Dn para Dn+1, reorientando os eixos Y e Z.

As zonas de cisalhamento possuem geometria e caráter de elipsidade diferentes. São zonas onde processos hidrotermais atuaram, formando minerais hidratados. O fluxo de flúidos dentro de cada geometria pode ser diferente, influenciando a quantidade de massa transferida.

## BIBLIOGRAFIA

- DANTAS, E.L. -1992- Evolução Tectono-Magmática do Maciço Polidiapírico São Vicente/Florânia - RN. Dissertação de Mestrado (inédito) 267pp. UNESP-Rio Claro, SP.
- HACKSPACHER, P.C.; LEGRAND, J.M.; PETTA, R.A.; MAGINI, C.; DANTAS, E.L. -1992- O Batólito São Vicente/Caicó. vol2, 143-144pp. XXXVII Cong. Bras. Geol. São Paulo-SP.
- LEGRAND, J.M. & MAGINI, C. -1992- Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um Granito em um Muscovita Quartzito numa zona de cisalhamento. vol1, 433-436pp. XXXVII Cong. Bras. Geol. São Paulo-SP.
- MAGINI, C.; HACKSPACHER, P.C.; LEGRAND, J.M.; PETTA, R.A. -1991- Geometria das Zonas de Cisalhamento Açú, São Fernando e Caicó - RN. 39-41pp, III Simp. Nac. Estud. Tect. Rio Claro-SP

# MAPA DE FOTOLINEAMENTO DO BATÓLITO S.VICENTE/CAICÓ



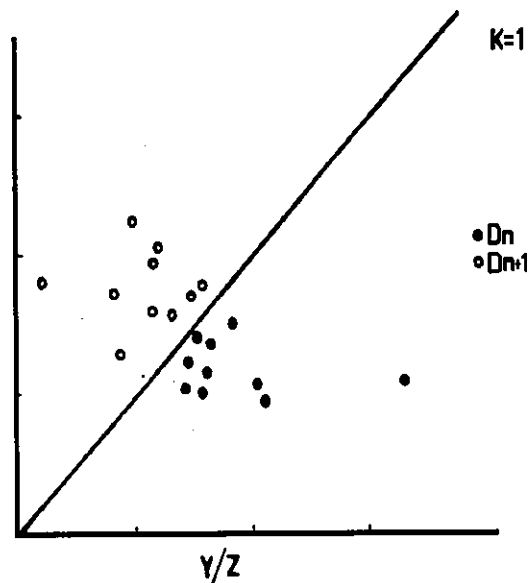


Figura 2 - Diagrama de Fry mostrando a evolução do elipsóide  $D_n$  (oblato), para  $D_{n+1}$  (Prolato).

Tabela 1 - X, Y, Z, medidas obtidas a partir do método Fry (1979),  $L_0$  médiam dos eixos,  $e_N$  relação de estiramento,  $\lambda_N$  elongação quadrática,  $\lambda_1, \lambda_3$  constante volumétrica.

AMOSTRA	Medias	$L_0$	$e_N$	$\lambda_N$	$\lambda_1, \lambda_3$
Tonalito deformado CH-11	x 0.35	0.22	52,1	2.52	0.23
	y 0.19		-17,6	0.75	
	z 0.82		-21,1	0.72	
Marmore deformado CH-42b	0.88	0.56	57,1	2.46	0.56
	0.83		48,2	2.19	
	0.25		-31,7	0.20	
Augen Gn.Granit CH-50	0.65	0.42	54,7	2.37	0.42
	0.33		-21,4	0.62	
	0.37		-11,9	0.79	
Musc. Qzit Interm. CH-49	0.80	0.62	29,6	1.66	0.62
	0.69		11,9	1.08	
	0.43		-57,0	0.49	
Muscovita Quart. Dn CE-33	0.70	0.39	79,4	3.20	1.37
	0.30		-23,0	0.59	
	0.30		-23,0	0.59	
Aug Gn Porfir CE-77	0.75	0.51	47,0	2.16	0.89
	0.37		11,7	1.24	
	0.31		-39,2	0.37	
Augen Gnaisse CE-66	0.87	0.64	35,6	1.84	1.26
	0.51		-20,3	0.63	
	0.60		-6,25	0.87	
Granodior. Porfir. CE-49	0.50	0.33	53,6	2.36	0.97
	0.33		1,50	1.03	
	0.21		-36,6	0.40	
Augen Gnaisse CE-72	0.62	0.36	72,7	1.31	0.69
	0.35		-2,70	0.94	
	0.22		-38,8	0.37	
CH-42b	0.41	0.28	46,4	2.14	1.00
	0.29		3,60	1.84	
	0.19		-31,0	0.47	
Gn. Bandado Banda Leuco. CE-82b	0.68	0.52	30,7	1.70	0.92
	0.55		5,70	1.11	
	0.37		-28,8	0.50	
Muscovita Quartz Dn+1 CE-64	0.50	0.30	68,3	2.83	1.22
	0.26		-13,3	0.75	
	0.22		-24,6	0.53	
Muscovita Quartz Dn+1 CHG-15	0.47	0.38	23,6	1.52	0.36
	0.50		32,8	1.76	
	0.24		-36,8	0.40	



## ANÁLISE DA GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA ZONA DE CISCALHAMENTO DO LINEAMENTO RIBEIRA, SP E PR

**GINALDO A. DA C. CAMPANHA (\*)**

**OLGA BLANCO ESCUDERO**

**GEORG R. SADOWSKI (\*\*)**

(\*) INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO EST. S. PAULO S.A. - IPT

(\*\*) INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE S. PAULO

Trabalho realizado com apoio da FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Est. de S. Paulo e do IPT.

### RESUMO

A inflexão sigmoidal que fazem as estruturas ao norte do Lineamento Ribeira, no SW do Estado de São Paulo, sugere fortemente uma geometria de zona de cisalhamento dúctil, como já observou Sadowski (1983). Uma forma de analisar a geometria das zonas de cisalhamento é através do desenho de isógonas (no caso, linhas que unem pontos com mesmo direção da foliação das rochas) das estruturas sigmoides que se formam em torno delas (Ramsay & Huber, 1983). Se a deformação for toda devido a um sistema de cisalhamento simples heterogêneo, conforme preconizado por Ramsay & Graham (1970), e se as estruturas afetadas tiverem um comportamento passivo (isto é, sem contraste de competência) deve-se esperar que as isógonas traçadas sejam aproximadamente paralelas à zona de cisalhamento (Ramsay & Huber, 1983).

A Figura 01 mostra simplificada o padrão de isógonas obtido. As isógonas foram traçadas a partir do desenho de direções médias das estruturas, tomando a superfície axial na charneira das macrodobras mapeadas, e a xistosidade/acamamento transposto nos seus flancos. Foi adotada como referência a direção da porção sul do Lineamento Ribeira ( $\alpha' = 0$ ).

Nota-se para as isógonas um paralelismo aproximada com o Lineamento Ribeira, mantido somente até a isógonas de  $25^\circ$ . A primeira isógonas a aparecer é a de  $10^\circ$ . Este é aproximadamente o menor ângulo que fazem as estruturas mapeadas com o Lineamento Ribeira, confirmado também por análise estatística de atitudes medidas no campo (Campanha, 1991).

A partir dos  $30^\circ$ , as isógonas são fortemente defletidas quando alcançam a zona de influência dos lineamentos Agudos Grandes e Figueira. Este comportamento se deve ao truncamento das estruturas, produzido provavelmente pela movimentação diferencial destas estruturas com relação ao Lineamento Ribeira. Este truncamento é de muito baixo ângulo quando visto em planta, e percebido somente com muito atenção nos mapas geológico-estruturais, e em fotos aéreas. Porém é ressaltado pelo traçado das isógonas.

No Bloco Lajeado (a NW do Lineamento Figueira) o padrão é totalmente diverso, produzido provavelmente pela alternância de pacotes com forte contraste de ductibilidade, a ação de várias zonas de cisalhamento menores e pelos efeitos deformativos provocados pela intrusão do Granito Itaóca. No Bloco Andorinhas (a sul do Lineamento Ribeira), o padrão de isógonas foge também ao previsto pelo modelo de cisalhamento simples heterogêneo.

Na porção leste do Bloco Ribeira, onde o traçado das isógonas é mais homogêneo, elaborou-se um gráfico de cisalhamento *versus* distância, visando estimar o deslocamento dúctil produzido pelo Lineamento Ribeira, conforme proposto por Ramsay e Graham (1970).

Para o cálculo do valor de cisalhamento em cada ponto, considerou-se que as estruturas dispostas agora em forma de sigmóide, seriam pré-cisalhamento, e foram defletidos por este de modo passivo. Esta interpretação é apoiada pelo fato destas estruturas fazerem regionalmente ângulos muito altos com a direção de cisalhamento. Na área estudada, e um pouco a norte dela, as estruturas chegam a um ângulo de aproximadamente  $60^\circ$  com o Lineamento Ribeira. Dentro do modelo de zona de cisalhamento dúctil, produzida unicamente por cisalhamento simples heterogêneo, o ângulo máximo que pode fazer a xistosidade (*i.e.*, o plano de máximo achatamento do elipsóide de deformação finita) com a zona de cisalhamento, seria de  $45^\circ$ . Assim, considerando o ângulo a máximo que as estruturas fazem com a zona de cisalhamento, como sendo  $\alpha = 60^\circ$ , o valor  $\gamma$  de cisalhamento pode ser calculado pela relação (Ramsay, 1980):

$$\cot \alpha' = \cot \alpha + \gamma$$

$$\gamma = \cot \alpha' / \cot 60^\circ$$

onde  $\alpha'$  é o ângulo que a linha passiva faz com a zona de cisalhamento num determinado ponto.

Conhecendo-se o valor do cisalhamento em cada ponto, pode-se calcular o ângulo  $\theta'$  que o eixo maior do elipsóide de deformação produzido faz com a direção de cisalhamento pela seguinte equação:

$$\text{tg } 2.\theta' = 2 / \gamma$$

As elongações quadráticas  $\lambda_1$  e  $\lambda_3$  respectivamente dos eixos maior e menor do elipsóide de deformação são dadas por:

$$\lambda_1 = 1/2 [2 + \gamma^2 + \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}]$$

$$\lambda_3 = 1/2 [2 + \gamma^2 - \gamma(\gamma^2 + 4)^{1/2}]$$

A partir destas relações, construiu-se a tabela 1, na qual se vêem os valores teóricos esperados de  $\gamma$ ,  $\theta'$ ,  $\lambda_1$ ,  $\lambda_3$  e  $R_s$  (razão entre os comprimentos principais da elipse de deformação finita), esperados para cada ângulo  $\alpha'$  da figura 1. Notar que  $R_s$  deve atingir valores muito altos próximo ao Lineamento Ribeira, da ordem de 1:30 (para  $\alpha' = 10^\circ$ ). Estes valores de deformação muito altos explicam as feições miloníticas observadas em alguns pontos.

A figura 2 mostra a curva de cisalhamento *versus* distância construída para o perfil indicado na figura 1. A área sob esta curva (sua integral) indica o deslocamento (rejeito) produzido pela zona de cisalhamento (Ramsay & Graham, 1970). No caso, o rejeito dúctil estimado para o bloco norte do Lineamento Ribeira foi de 18 km.

A figura 3 mostra outra forma de estimativa do rejeito associado ao Lineamento Ribeira, através das

correlações litoestratigráficas e da própria inflexão regional das estruturas. Os rejeitos foram tomados na direção mediana do lineamento. O rejeito total estimado desta forma foi de 50 km, sendo 16 km de rejeito dúctil no bloco norte (coerente com a estimativa anterior), possivelmente cerca de 14 km de rejeito rúptil dado pelo interrupção da continuidade da Formação Iporanga e sua possível continuidade nos metarritmitos da Formação Votuverava no Paraná, e 20 km de rejeito dúctil no bloco sul.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPANHA, G.A.da C. 1991. Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. 296 p. (tese de doutoramento Instituto de Geociências da USP) (inédito).
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2 (1/2): 83-99.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7: 786-813.
- RAMSAY, J.G. & HUBERT, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology*. Volume 1: Strain Analysis. New York, Academic Press 307 p.
- SADOWSKI, G.R. 1983. Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. São Paulo. 108 p. (Tese de Livre Docência Instituto de Geociências USP) (inédito).

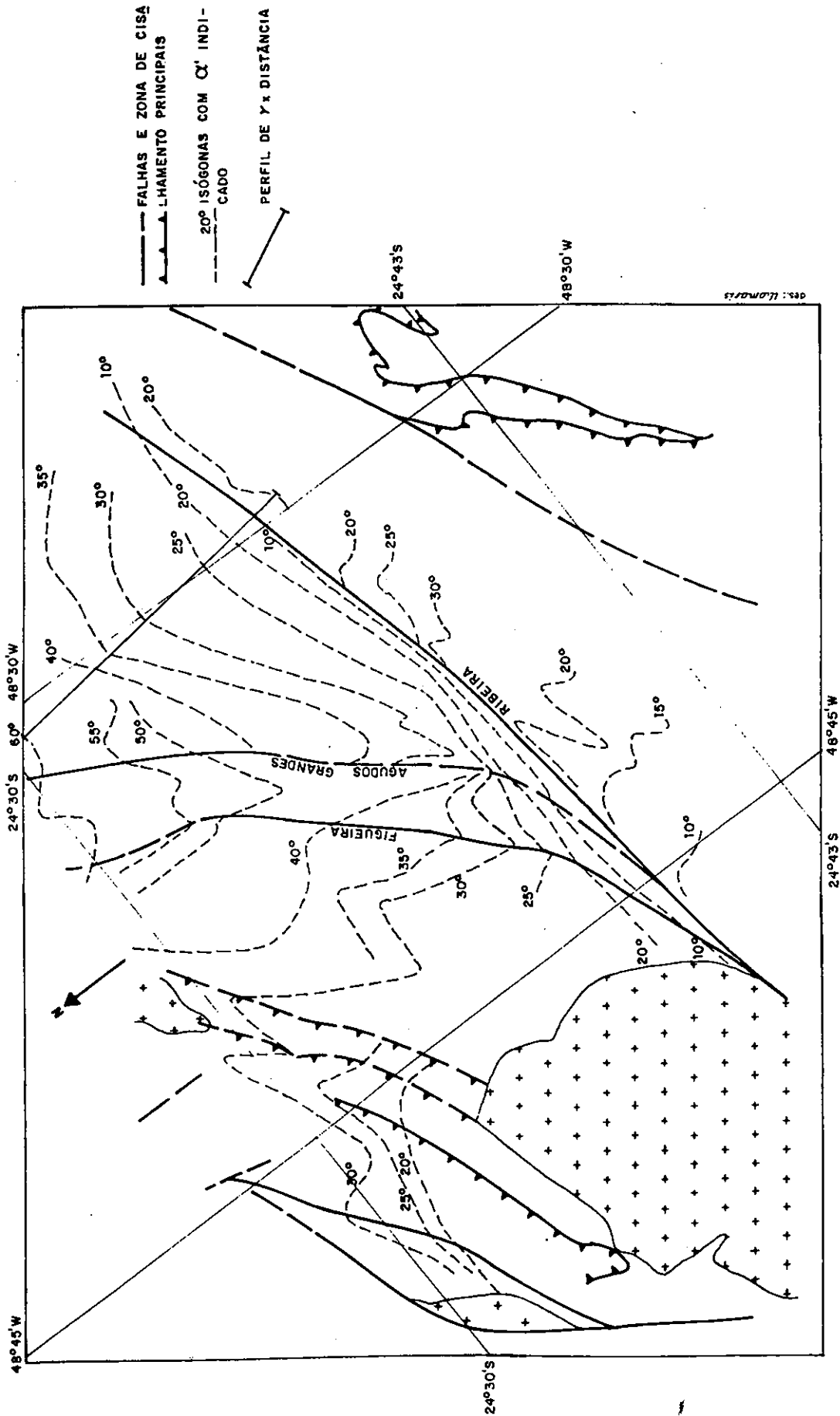


FIGURA 1 - Traçados de isogonas das linhas de tendência média das estruturas na região de influência do Lineamento Ribeira. Porção Sul do Lineamento Ribeira foi tomada como direção de referência ( $\alpha = 0^\circ$ )

$\alpha'$	$\gamma$	$\theta'$	$\lambda_1$	$\lambda_2$	$R_s$
60	0	-	1.00	1.00	1.00
55	.12	43.24	1.13	.88	1.13
50	.26	41.27	1.30	.77	1.30
45	.42	39.03	1.52	.66	1.52
40	.61	36.46	1.83	.55	1.83
35	.85	33.48	2.29	.44	2.29
30	1.15	30.00	3.00	.33	3.00
25	1.57	25.96	4.22	.24	4.22
20	2.17	21.33	6.56	.15	6.56
15	3.15	16.19	11.87	.08	11.87
10	5.09	10.72	27.91	.04	27.91
5	10.85	5.22	119.77	.01	119.77

Tabela 1 - Valores teóricos de cisalhamento associados ao Lineamento Ribeira, para  $\alpha = 60^\circ$ .

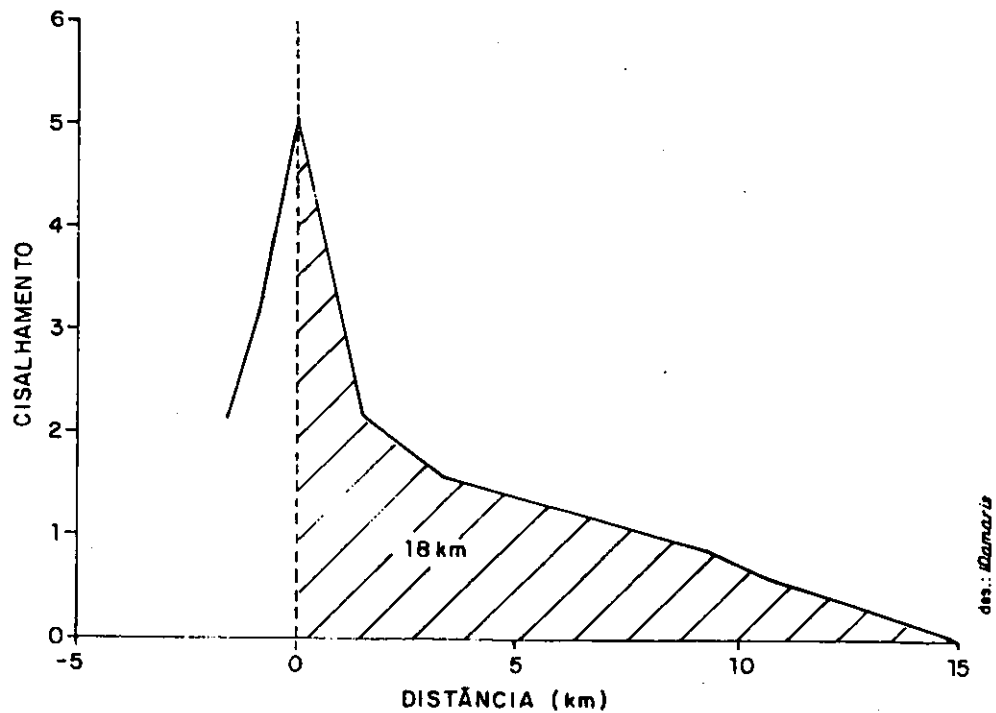


FIGURA 2 - Estimativa da rejeito dúctil associado ao bloco norte do Lineamento Ribeira, através do cálculo da área sob a curva de cisalhamento versus distância.

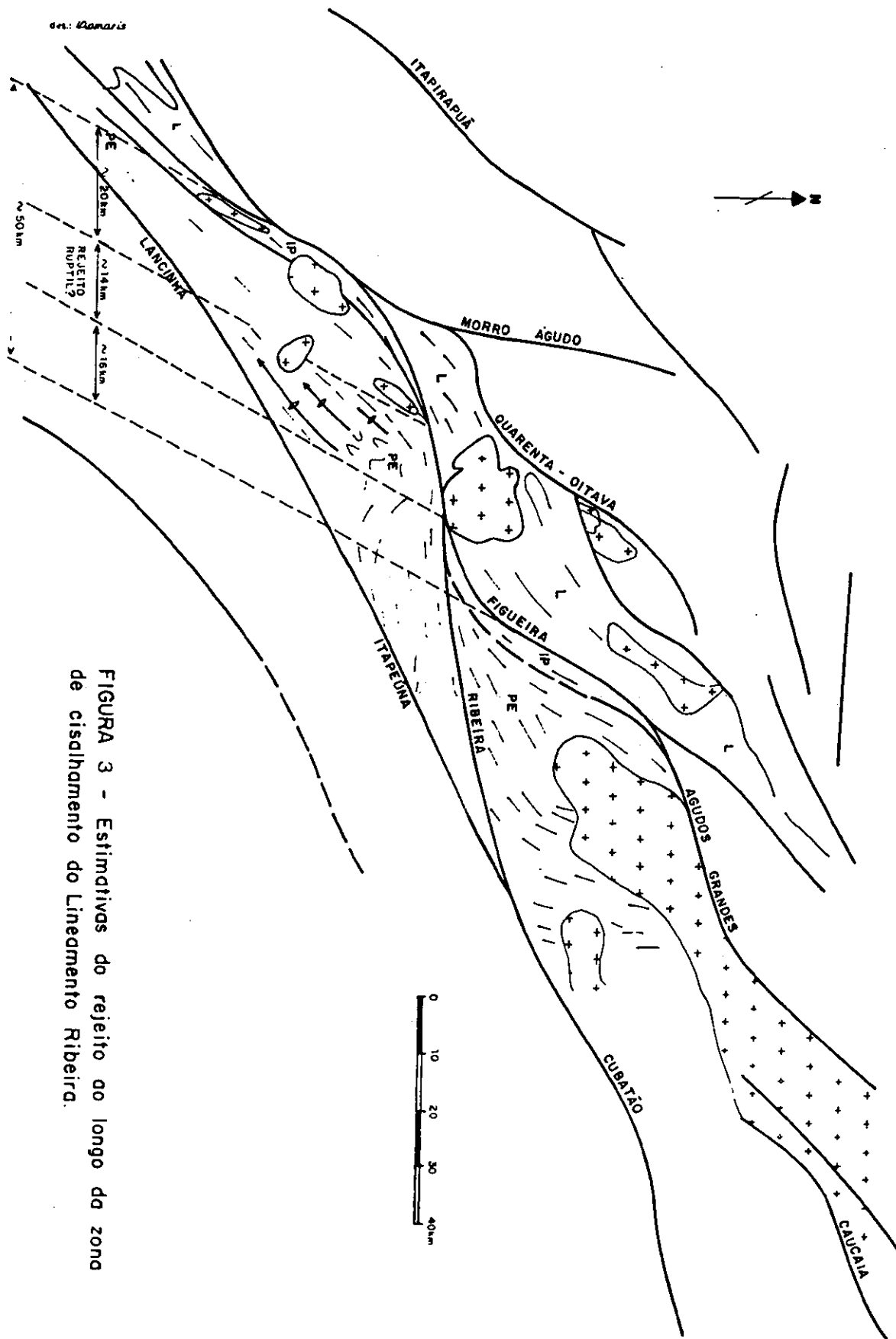


FIGURA 3 - Estimativas do rejeito ao longo da zona de cisalhamento do Lineamento Ribeira.

## COMPARTIMENTAÇÃO DA BACIA DE TAUBATÉ, POR MEIO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

FLÁVIO LUÍS FERNANDES - PÓS-GRADUAÇÃO - CONVÊNIO UFOP/PETROBRÁS  
CHANG HUNG KIANG - PETROBRÁS/UNICAMP

Os conhecimentos sobre a Bacia de Taubaté estavam limitados, até há pouco tempo, àqueles adquiridos por meio de mapeamento em superfície e de esparsas informações de sub-superfície. Neste sentido, desenvolveu-se um mapeamento sísmico, utilizando as seções sísmicas levantadas pela PETROBRÁS em 1988, sendo este mapeamento posteriormente integrado ao Mapa Bouguer de Anomalia Residual disponível para a região do Vale do Paraíba (Fernandes & Chang, 1992). Definiu-se por conseguinte, a forma do embasamento da Bacia de Taubaté, identificando seus altos e baixos estruturais, que descrevem sua compartimentação.

A Bacia de Taubaté, juntamente com as bacias de São Paulo, Resende, Volta Redonda, entre outras, formam o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (SRSM) (Almeida, 1976). São bacias admitidas como de idade cenozóica (43.0 Ma, Riccomini, 1983), preenchidas por sedimentos continentais, ligados a ambientes fluvial, flúvio-lacustre e lacustre.

A forma de seus compartimentos, com geometria típica de *Half-Grabens* e *Full-Grabens*, como descrito por Rosendahl (1987), associada à inversão de depocentros e às mudanças do mergulho das calhas deposicionais, somada à forma alongada e delimitada por serras, além da ausência de um padrão *en échelon* e de uma migração longitudinal dos depocentros, caracterizam a Bacia de Taubaté como um belo exemplo de Bacia tipo *Rift*.

No mapeamento efetuado, foram identificados dois altos estruturais principais, o Alto de Caçapava e o Alto de Pindamonhangaba (Figura 1), feições que contribuíram sobremaneira na história evolutiva da Bacia de Taubaté.

O Alto de Caçapava é uma feição positiva que chega a expor o embasamento gnáissico, já tendo sido descrito por diversos autores. Possui uma forma aproximadamente elipsoidal, com um comprimento de 9 Km na direção *NNE*, e largura de 5 km, sendo em parte limitado pelas falhas de Quiririm, Bom Retiro e Jacareí. A descoberta de uma anomalia Bouguer positiva localizada bem nesta porção da bacia, levou a interpretação de um *Plug* alcalino, máfico-ultramáfico, semelhante ao Corpo Alcalino de Ponte Nova (Alves *et al.*, 1992), localizado a 35 km a Norte de Caçapava, como modelado na Figura 2.

O Alto de Pindamonhangaba é um alto relativo, ao contrário do Alto de Caçapava, apresentando-se com uma forma arredondada e dimensão ao redor de 12 Km. Grosso modo, é limitado pelas falhas do Ribeirão da Serra e do Bom Retiro. Esta feição foi

modelada num perfil gravimétrico, mostrando a relação do alto com os depocentros adjacentes.

A Falha de São José, descrita por Carneiro *et al.* (1976) na região de São José dos Campos, apresenta-se como um delimitador de compartimentos, uma vez que chega a expor o embasamento cristalino no seu bloco alto, em Jacareí.

Através destes altos puderam ser individualizados quatro compartimentos distintos, que compõem o arcabouço da Bacia de Taubaté. Na porção Sudoeste da bacia identificou-se o Compartimento Parateí, já descrito na literatura, limitado a Sul pela Falha de São José e a Norte pela Falha do Parateí. Aparentemente, este compartimento possui sua falha principal na borda *NW*, sendo representado pela Falha do Parateí.

A Falha de São José e a borda *SE* da bacia delimitam o Compartimento Jacareí-São José dos Campos, formado por um platô na sua porção *SE* e um *Graben* na sua porção *NW*. A forma deste compartimento foi reconhecida por Carneiro *et al.* (*op. cit.*), formando um *Graben* assimétrico com caimento para *NW*, regido pela Falha de São José. Em sentido *NE*, o compartimento é limitado pelo Alto de Caçapava, que atua como uma Zona de Transferência entre a Falha de São José e a Falha do Bom Retiro.

O Compartimento Quiririm-Taubaté está situado entre os altos de Caçapava e Pindamonhangaba, apresentando uma forma triangular e sendo limitado a *SE* pela Falha do Bom Retiro. A sua borda *NW* é flexural, configurando um belo exemplo de *Half-Graben*. Nesta situação, o Alto de Pindamonhangaba representa uma zona de transferência entre a Falha do Bom Retiro e as falhas de Piedade e Ribeirão da Serra.

Em sentido *NE* deste alto, foi reconhecido o Compartimento Aparecida-Lorena, região na qual ocorrem as maiores espessuras sedimentares, que alcançam mais de 800 metros, próximo à Falha de Piedade. Este compartimento apresenta-se como um *Full-Graben*, com cerca de 40 Km de comprimento por 20 Km de largura, limitado pela Falha de Aparecida a *SE* e pelas falhas de Piedade e do Ronco a *NW*. Para *NE*, observa-se uma borda flexural, acompanhada de diminuição gradativa da espessura sedimentar.

De maneira geral, a Bacia de Taubaté apresenta seu substrato dividido em duas porções principais - a primeira a *SW* do Alto de Caçapava e a segunda a *NE* deste alto. A porção a *SW* do alto, representada pelos compartimentos Parateí e Jacareí-São José dos

Campos é caracterizada por pequenas espessuras sedimentares, que raramente superam 300 metros, enquanto que a outra porção, representada pelos compartimentos Quiririm-Taubaté e Aparecida-Lorena, apresenta espessuras em média superiores a 450 metros.

Esta configuração do arcabouço da bacia teve papel fundamental na organização dos ambientes deposicionais responsáveis pelo preenchimento sedimentar da bacia. Enquanto que a região a *NE* do Alto de Caçapava apresentava-se muito subsidente, dando condições a implantação de um ambiente lacustre, a região a *SW* do alto caracterizava-se por uma subsidência menor, dando condições a implantação de um sistema fluvial a flúvio-lacustre.

As três feições principais que compartimentam a bacia ora estudada, foram entendidas como zonas de transfêrencia por Fernandes (1993) e classificadas segundo Morley *et al.* (1990). O Alto de Pindamonhangaba pôde ser classificado como uma zona de transferência conjugada convergente, com recobrimento. Já o Alto de Caçapava poderia ser classificado como uma zona de transferência conjugada divergente. No caso da Falha de São José, o interrelacionamento entre esta falha e a Falha do Parateí, permitem interpretar esta configuração como uma zona de transferência sintética, com recobrimento.

Conclui-se que a Bacia de Taubaté apresenta uma compartimentação típica de uma bacia do tipo *rift*, mostrando belos exemplos de inversão de depocentros

na direção longitudinal da bacia, além de altos internos com geometria típica de zonas de transfêrencia, semelhantes àqueles descritos no Sistema de *Rifts* do Leste Africano.

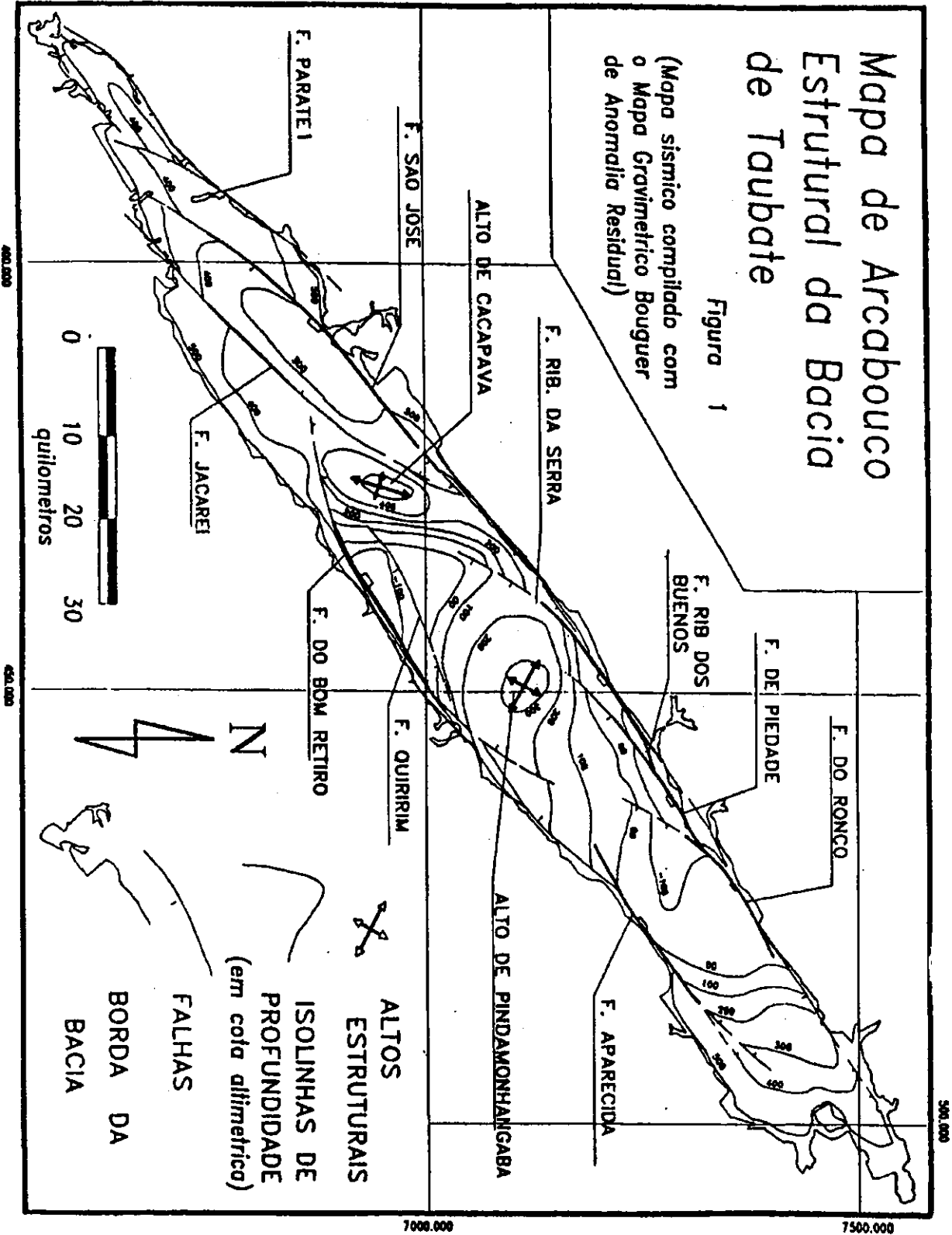
## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. - 1976 - The system of continental rift bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48 (supl.):15-26.
- ALVES, F. R.; RUBERTI, E.; VLACH, S. R. F. - 1992 - Magmatismo Meso-Cenozóico da região da Serra da Mantiqueira, SP/MG. *Bol. IG/USP, Publ. Esp.* (12) : 7-9
- CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F. D. - 1976 - Estrutura da Bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. In: *Congr. Bras. Geol.*, 29, Ouro Preto, Anais. SBG.
- FERNANDES, F. L. - 1993 - Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté - SP. Dissertação de mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. 148 p.
- FERNANDES, F. L. & CHANG, H. K. - 1992 - Compartimentação e evolução tectônica da Bacia de Taubaté. 37<sup>o</sup> Cong. Bras. Geol.; SBG/SP. São Paulo, 1992, *Bol. Resumos*. Vol. 1. p.570-572.
- MORLEY, C. K.; NELSON, R. A.; PATTON, T. L.; MUNN, S. G. - 1990 - Transfer Zones in the East African Rift System and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *AAPG Bull.* 74(8):1234-1253.
- RICCOMINI, C.; MELO, M. S.; ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIOTO, J. A.; HASUI, Y. - 1983 - Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. 4<sup>o</sup> Simp. Reg. Geol., São Paulo. *Bol. Resumos*, SBG-SP, p.23-24.
- ROSENDAHL, B. R. - 1987 - Architecture of continental rifts with special reference to east Africa: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 15:445-503.

# Mapa de Arcabouço Estrutural da Bacia de Taubate

(Mapa sísmico compilado com o Mapa Gravimétrico Bouguer de Anomalia Residual)

Figura 1



FALHAS  
BORDA DA BACIA

ISOLINHAS DE PROFUNDIDADE (em côta altimétrica)

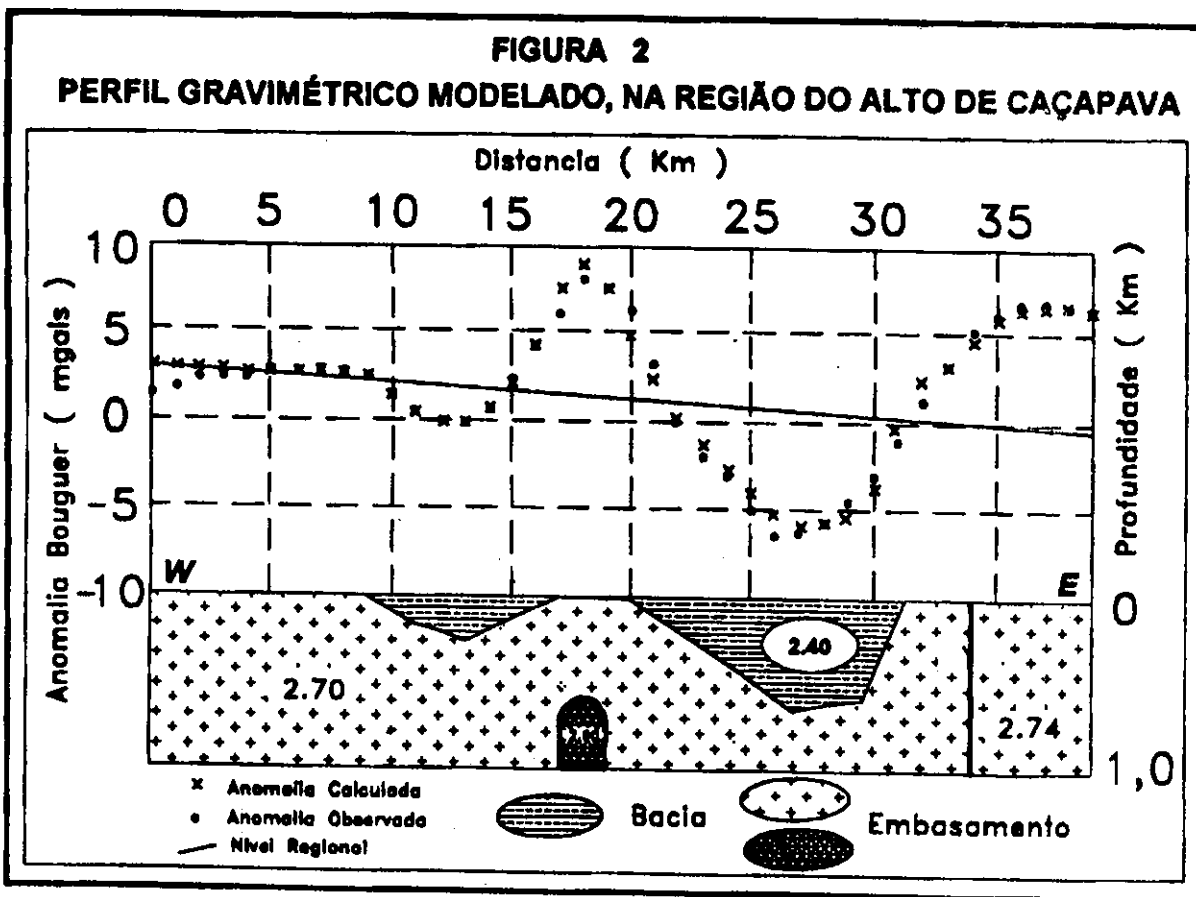
ALTOS ESTRUTURAIS

7000.000

7500.000

840.000





# SISTEMA DE CISALHAMENTO TRANSATLÂNTICO: UM MODELO TECTÔNICO TRANSPRESSIONAL PARA O NEOPROTEROZÓICO DO BRASIL ORIENTAL

ISSAMU ENDO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
RÔMULO MACHADO UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

## INTRODUÇÃO

Os primeiros passos no sentido de compreender o arcabouço geológico da Plataforma Brasileira foram dados, dentre outros, por Guimarães (1951), Barbosa (1966), Almeida (1967), Cordani *et al.* (1968) e Ebert (1968). A partir daí verificaram-se significativos avanços no conhecimento geológico do território brasileiro, decorrentes da realização de inúmeros trabalhos de mapeamento geológico e de pesquisas geocronológicas.

Destes trabalhos resultou um melhor conhecimento da geologia do Brasil em termos estratigráficos, petrológicos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos, culminando com a compartimentação estrutural do território brasileiro em Províncias Estruturais (Almeida *et al.* 1981, Almeida e Hasui 1984).

Sob a ótica de modelos tectono-estruturais, os autores pretendem aqui apresentar um modelo de evolução tectônica neoproterozóica do Brasil oriental. Este modelo é resultado da integração e interpretação das informações geológicas disponíveis, na literatura, sobre as diversas províncias estruturais e constitui uma hipótese de trabalho para futuros estudos de campo, geocronológicos, geoquímicos e paleomagnéticos.

## O SISTEMA DE CISALHAMENTO TRANSATLÂNTICO: DEFINIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO

Define-se aqui o Sistema de Cisalhamento Transatlântico (SCTATL) como sendo um sistema continental de deformação cisalhante transpressional (seg. Sanderson e Marchini 1984) situado entre os crátons Amazônico e do Congo, compartimentando o território brasileiro em duas Províncias Tectônicas distintas: a Província Tectônica do Amazonas (PAM) e a Província Tectônica do Atlântico (PATL). Tais designações devem-se a Braun (1982), sendo sua individualização aqui reforçada.

O SCTATL é um megassistema constituído por dois cinturões principais de cisalhamento transpressional de direção geral NE-SW (CCA e CCTB), juntamente com outros sistemas de segunda ordem associados. Este conjunto constitui a Província Tectônica do Atlântico (Fig. 1).

Os elementos de primeira ordem que integram o SCTATL são o Cinturão de Cisalhamento Atlântico

(CCA - 1,2, Machado e Endo 1993a) e o Cinturão de Cisalhamento Transbrasiliano (CCTB)(3 - Lineamento Transbrasiliano de Schobbenhaus *et al.* 1984 e Sistema Transbrasiliano de Marini *et al.* 1984). Os elementos de segunda ordem são: o Sistema de Cisalhamento Senador Pompeu (SCSPO)(4 - Lineamento Senador Pompeu de Campos *et al.* 1979); Sistema de Cisalhamento Tocantins-Araguaia (SCTA)(5 - Lineamento Tocantins-Araguaia de Kegel 1965); Sistema de Cisalhamento Paramirim (SCPM)(6 - refere-se aqui às mesmas zonas descritas por Chemale Jr. *et al.* 1993 e Alkmim *et al.* 1993); Sistema de Cisalhamento Campo do Meio (SCCM)(7 - Cinturão de Cisalhamento de Campo do Meio de Cavalcante *et al.* 1979); Sistema de Cisalhamento Sarandi del Yí (SCSDY)(8 - zona de cisalhamento Sarandi del Yí de Bossi e Campal 1992) e Sistema de Cisalhamento Tentugal (SCT)(10 - Faixa de Cisalhamento Tentugal de Hasui *et al.* 1984).

Todos estes elementos encontram-se representados no mapa (Fig. 1) apenas pelo seu traço axial, onde está focada a zona principal de deformação e deslocamento (ZPDD).

As estruturas brasileiras (ver Almeida 1977, Hasui *et al.* 1978, Almeida *et al.* 1981, Schobbenhaus *et al.* 1984, Almeida e Hasui 1984, Cordani *et al.* 1988, Alkmim *et al.* 1993, Fuck *et al.* 1993) que compõem a PATL formam um megaarcabouço geométrico e cinematicamente erigido através de movimentos transpressionais dextrais.

## ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL INTERNA DOS SISTEMAS

Numa seção transversal ao sistema de cisalhamento transpressional pode-se individualizar três compartimentos estruturais maiores - conforme observado por Machado e Endo 1993b: (i) zona interna, (ii) zona intermediária e (iii) zona externa.

Na zona interna, a qual corresponde ao domínio de máxima deformação, predominam movimentos direcionais a oblíquos. A transição para a zona intermediária se dá por meio de importantes mudanças estruturais (obliquidade da lineação de estiramento mineral e inclinação da zona de cisalhamento) e geofísicas.

Neste domínio, pode ser individualizado uma zona principal de deformação e deslocamento (ZPDD), a qual corresponde à zona axial, e que em geral é

materializada por zonas de cisalhamento dúcteis direcionais de alto ângulo com máximo *strain*. É a partir destas zonas, as ZPDD's, que se dá a propagação de movimentos longitudinais e transversais de forma contínua e progressiva, no tempo e no espaço, podendo atingir o núcleo cratônico ou não.

A zona intermediária corresponde ao domínio onde predomina uma tectônica de dobramento e de empurrão, ocorrendo em geral a participação do embasamento. Estruturas de cavalgamento e nappes são comuns neste domínio.

A zona externa compreende ao domínio em que apenas a cobertura é envolvida na deformação. Isto equivale ao cinturão de Antepaís onde a passagem para a zona intermediária é marcada por aumento nos valores do gradiente de anomalia gravimétrica negativa nos moldes propostos por Alkmim *et al.* (1993).

Os sistemas e/ou cinturões de cisalhamento apresentam uma polaridade metamórfica divergente a partir da zona axial - ZPDD (CCA, CCTB, SCCM, SCTA, SCT)(ver Cordani *et al.* 1984), bem como vergência estrutural centrífuga (ver Egydio da Silva 1987 e Machado e Endo 1993b).

Importantes anomalias geofísicas (gravimétricas e magnéticas) coincidem com as zonas axiais (ZPDD)(compare Haraly e Hasui 1981, Schobbenhaus *et al.* 1984, Shukowsky *et al.* 1993, a exemplo do CCA, CCTB, SCTA, SCCM e SCSP, revelando desta maneira que tais regiões correspondem a importantes descontinuidades estruturais de caráter litosférico.

## RELAÇÃO ENTRE SISTEMAS E SUA EXTENSÃO

A conexão entre os cinturões de cisalhamento (CCA e CCTB) pode-se dar tanto através de sistemas de cisalhamento com movimentos anti-horários (SCCM, SCPM) quanto de sistemas de cisalhamento com movimentos horários (SCTA, SCT, SCSY). Estes sistemas possuem, respectivamente, direções gerais NW-SE e NE-SW. A partição da deformação é mais complexa quando na conexão participam cinturões e sistemas com movimentos contrários, devido, em geral, ao envolvimento de blocos do embasamento.

A combinação de movimentos entre os dois cinturões pode provocar uma rotação horária dos blocos rígidos situados entre os mesmos e conseqüente deformação interna.

Os elementos principais do SCTATL e a PATL se estendem além das fronteiras da Plataforma Brasileira, indo atingir países vizinhos como a Argentina, Uruguai e Paraguai, bem como o continente Africano. Neste último, a continuidade dos elementos componentes do SCTATL dar-se-ia da seguinte forma: Sistema de Cisalhamento Tocantins com o Cinturão Móvel Rokelides, Cinturão de Cisalhamento Transbrasiliano/Sistema de Cisalhamento Senador Pompeu com o Sistema Trans-Sahariano, Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano

com o Cinturão Móvel Gariep (compare Trompette *et al.* 1992, Unrug 1992).

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no acima exposto, pode-se fazer as seguintes observações a respeito do modelo transpressional aqui proposto para o Brasil oriental:

1- as zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo são peças fundamentais na estruturação e evolução dos cinturões Neoproterozóicos;

2- a organização estrutural interna divergente tem seu mecanismo motriz focado na zona axial dos cinturões (ZPDD), onde os movimentos são transmitidos contínua e progressivamente em direção aos blocos rígidos;

3- o modelo de tectônica transpressional aqui proposto compatibiliza em termos geométrico e cinemático as faixas móveis Brasileiras da Plataforma Brasileira, sendo compreendida através de um quadro contínuo de movimento;

4- a Província Tectônica do Atlântico - PATL representa uma entidade Brasileira, comportando-se como um domínio móvel do sistema transpressional situado entre dois blocos rígidos: o Cráton Amazônico e o Cráton do Congo;

5- muitas das descontinuidades crustais componentes da matriz original antiga podem constituir *locus* de transmissão de movimentos para o interior das áreas cratônicas. Estas descontinuidades possuem direções NW-SE e NE-SW, comuns na porção meridional do cráton São Francisco;

6- o modelo geotectônico compatível para a construção do quadro cinemático do SCTATL é o de uma provável colisão continental oblíqua entre as placas Amazônica e do Congo, sugerindo uma convergência tectônica entre as mesmas próxima de E-W.

7- no domínio da Província Tectônica do Atlântico, os mecanismos transpressionais (*s.l.*) desempenharam um papel fundamental na acreção e na colagem continental.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos professores F. F. Alkmim e A. Danderfer Filho do Departamento de Geologia da Escola de Minas - UFOP pelas valiosas sugestões e revisão crítica do trabalho.

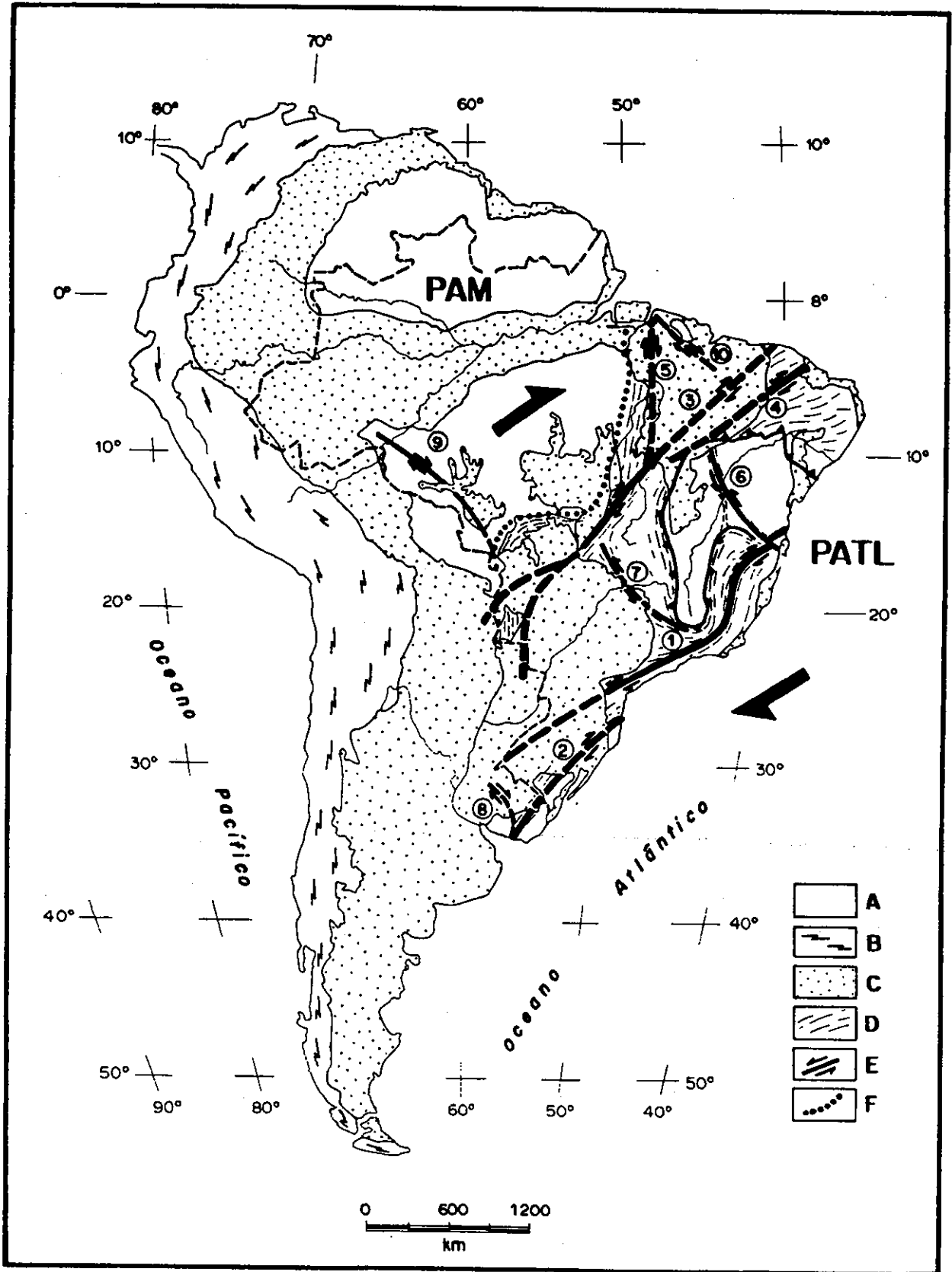
## BIBLIOGRAFIA

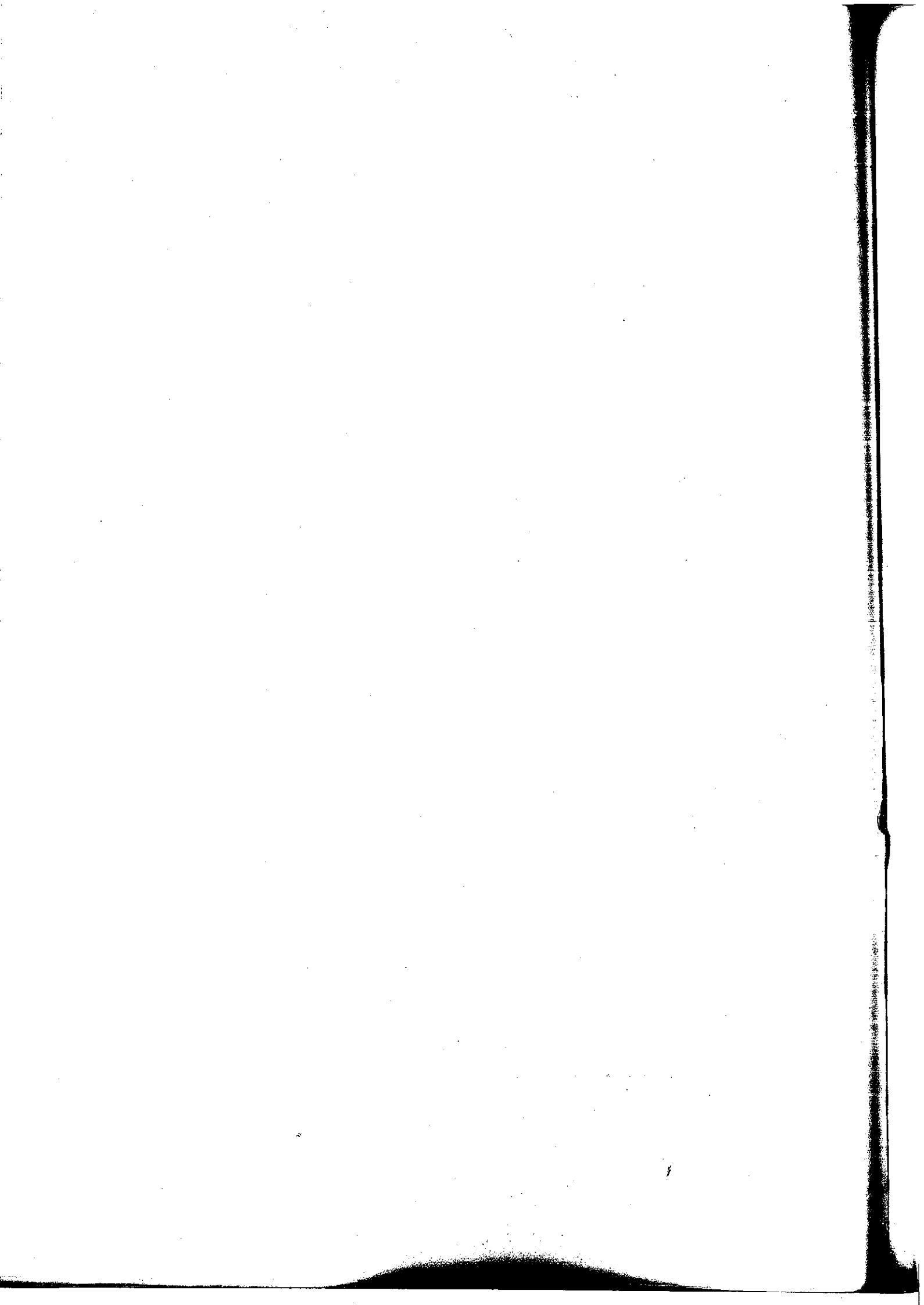
- ALKMIM, F.F., BRITO NEVES, B.B. e ALVES, J.A.C. - 1993 - O Cráton do São Francisco. Eds. Domingues, J.M.L. e Misi, A., SBG/SGM/CNPq, Salvador-BA. p45-62;
- ALKMIM, F.F., CHEMALE JR. F. e ENDO, I. - 1993 - Rev. Bras. Geoc. (no prelo);
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Boletim nº 241, DNPM/DGM, Rio de Janeiro-RJ. 36p;
- ALMEIDA, F.F.M. de e HASUI, Y. - 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda. São paulo-SP. 378p;
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. e FUCK, R.A. - 1981 - Earth Sci. Rev. 17:1-29;
- BARBOSA, A.L.M. - 1966 - Bol. Inst. Geol. Escola Federal de Minas de Ouro Preto. 1(2):91-111;

- BOSSI, J. e CAMPAL, N. - 1992 - Paleozóico Inferior de Ibero-América. Eds. J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano. Universidad de Extremadura. p343-356;
- BRAUN, O.P.G. - 1982 - Photogrammetria, 37:77-108;
- CAMPOS, M.de, BRAGA, A.de P.G., MELLO, A.A.de, SOUZA, E.M.de, SILVA, F.A.F.de e FRANÇA, J.B.de - 1979 - Projeto Rio Jaguaribe, MME/DNPDM, Brasília. 149p.;
- CHEMALE JR. F., ALKIMIM, F.F. e ENDO, I. - 1993 - In: Proceedings of the Eighth Gondwana Symposium Hobart/Tasmania/Australia;
- CORDANI, U.G., MELCHER, G.C. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Can. Jour. Earth Sc. 5(629-632);
- CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., PORTO, R., TOMAZ F., A. e CUNHA, F.M.B. - 1984 - Ciência-Técnica-Petróleo, PETROBRÁS, n° 15, 70p;
- CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.G., KAWASHITA, K. e SATO, K. - 1988 - Episodes, 11:163-167;
- CUNHA, F.M.B. - 1986 - Dissertação de Mestrado, UFRJ, 107p;
- EBERT, H. - 1968 - An. Acad. Bras. Cienc. 40 (Supl.), p215-229;
- EGYDIO DA SILVA, M. - 1987 - Tese de Doutorado, IG/USP, 141p;
- FUCK, R.A., JARDIM DE SÁ, E.F., PIMENTEL, M.M., DARDENNE, M.A. e PEDROSA SOARES, A.C. - 1993 - O Cráton do São Francisco. Eds. Domingues, J.M.L. e Misi, A., SBG/SGM/CNPq, Salvador-BA. p161-185;
- GUIMARÃES, D. - 1951 - Boletim n° 88, DNPDM/DFPM, Rio de Janeiro-RJ. 314p;
- HARALY, N.L.E. e HASUI, Y. - 1981 - I Simp. Geol. Centro-Oeste, SBG/Goiânia. p.53-72;
- HASUI, Y., ABREU, F.de A.M.de e VILLAS, R.N.N. - 1984 - In: O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda. São paulo-SP. p36-45;
- HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M. e NEVES, B.B.B. - 1978 - Anais XXX Cong. Bras. Geol. 6:2423-2437;
- KEGEL, W. - 1965 - Bol. n°227, DGM/DNPDM, Rio de Janeiro/RJ. 47p;
- MACHADO, R. e ENDO, I. - 1993a - IV Simp. Nac. Est. Tect. SBG/Núcleo Minas Gerais;
- MACHADO, R. e ENDO, I. - 1993b - III Simp. Geol. Sudeste. Rio de Janeiro - RJ;
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. e DANNI, J.C.M. - 1984 - In: O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda. São paulo-SP. p205-264;
- SANDERSON, D.J. e MARCHINI, W.R.D. - 1984 - Jour. Struct. Geol. 6(5):449-458;
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. - 1984 - Mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente. MME/DNPDM;
- SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. e HALLINAN, S.E. - 1993 - I Simp. Intern. Del Neoproterozóico-Cambriaco de la Cuenca del Plata, Uruguay. vol 2, Doc 32;
- TROMPETTE, R., ULHEIN, A., EGYDIO DA SILVA, M. e KARMANN, I. 1992 - Jour. South Am. Earth Sc. 6(1/2):49-57;
- UNRUG, R. - 1992 - J. Geodynamics. 16(4):215-240.

## LEGENDA DA FIGURA

*FIGURA 1: Esboço tectono-estrutural da Plataforma Brasileira no Neoproterozóico. A- Embasamento, B- Cinturão Orogênico Andino, C- Cobertura Fanerozóica, D- Trajetória da Foliação, E- Zona Axial (ZPDD) dos cinturões e sistemas de cisalhamento onde as setas indicam o sentido de movimento cisalhante, F- Limite entre as Províncias Tectônicas do Amazonas (PAM) e do Atlântico (PATL), 1- Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul (SCPS), 2- Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano (SCDF), 3- Cinturão de Cisalhamento Transbrasiliiano (CTB), 4- Sistema de Cisalhamento Senador Pompeu (SCSPO) 5- Sistema de Cisalhamento Tocantins (SCTA), 6- Sistema de Cisalhamento Paramirim (SCPM), 7- Sistema de Cisalhamento Campo do Meio (SCCM), 8- Sistema de Cisalhamento Sarandi Del Yi (SCSDY) 9- Sistema de Cisalhamento Guaporé (SCGP), 10- Sistema de Cisalhamento Tentugal (SCT) (comp. e mod de Almeida et al 1981, Schobbenhaus et al. 1984, Almeida e Hasui 1984, Cordani et al. 1984, Bossi e Campal 1992).*





**WORKSHOP GEOLOGIA  
ESTRUTURAL DOS  
MINÉRIOS DE FERRO**

---

## TEXTURE IN HEMATITE ORES

H. SIEMES & CH. HENNIG-MICHAELI

INSTITUT FÜR MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENLEHRE, RWTH, D-52056 AACHEN,  
GERMANY

The development of crystallographic preferred orientation (texture) of minerals in metamorphic deposits is tightly connected with their flow behaviour. The flow of polycrystalline material can be expressed as a function of several variables:  $F(\sigma, \dot{\epsilon}, T, p, \epsilon, S) = 0$ ,  $\sigma$  = differential or shear stress,  $\dot{\epsilon}$  = strain rate,  $T$  = temperature,  $p$  = confining pressure,  $\epsilon$  = total strain,  $S$  = structural parameters of the material (e.g. composition, grain size, microstructure) and environmental parameters. Depending on the parameters, different flow mechanisms will be activated as cataclastic flow, low temperature plasticity or dislocation glide, high temperature plasticity or power law creep by glide and climb of dislocations (core diffusion at moderate temperatures, lattice diffusion at higher temperatures), Coble-creep or grain boundary diffusion, Nabarro-Herring creep or bulk diffusion, mechanical twinning, grain boundary sliding, superplastic flow, pressure solution. Some of these processes may be accompanied by dynamic recrystallisation. In each deformation regime characterised by the prevailing deformation mode the material develops some kind of specific microstructure and some kind of crystallographic preferred orientation. For most of the deformation regimes a constitutive equation can be derived from the appropriate experimental data. Experimental deformation of single crystals of hematite are performed in order to determine the deformation glide modes as slip (translation gliding) and twinning (Hennig-Michaeli & Siemes, 1982). Experimental deformation of polycrystalline hematite ores at different temperatures and different strain rates is essential in order to get insight into the diffusional processes and the development of preferred crystallographic orientation. The number of experimental deformation data in the range of the dislocation modes is rather sparse (Hennig-Michaeli, 1977; Hennig-Michaeli, 1991) and yet no pole figures of experimentally deformed ores published. The creep deformation of hematite has been examined in more detail (Crouch, 1972, review by Burton, 1977). The published data and data from better investigated isostructural materials were sufficient to design provisional deformation mechanism maps by Atkinson (1977) and Frost and Ashby (1982).

Pole figures of banded, naturally deformed hematite ores from different deposits all over the world show similar patterns. Usually the dominant foliation plane of the ores often containing a lineation was taken as reference plane. The c-axes reveal more or less concentrated circular or elliptical point maxima, the rhombohedron planes display point maxima, small circle or banana shaped patterns, the prism planes display great circles often with higher density close to the pole of the lineation. Quade (1988) has classified the textures of hematite ores by means of a systematic simulation of (10.4) poles of hematite. The measured textures of naturally deformed ores are compared with the simulated ones and classified on the basis of the simulation. The relationship between elliptical c-axis maxima preferred orientation and the magnetic anisotropy has been described by Hrouda et al. (1985). The minimum susceptibility is parallel to the c-axis maximum, the maximum susceptibility parallel to the short axis of the c-axis maximum i.e. parallel to the lineation and the intermediate susceptibility is parallel to the long axis of the elliptical c-axis maximum.

Measured textures of naturally deformed hematite ores from several deposits will be discussed with reference to the experimental deformation data in more detail.

### REFERENCES

- Atkinson, B.K. (1977) The kinetics of deformation: its illustration and analysis by means of deformation maps. *Geol. Fören. Stockholm För.* 99, 186-197.
- Burton, B. (1977) Diffusional Creep of Polycrystalline Materials. Diffusion and Defect Monograph Series No. 5 (Adda, Y., Le Claire, A.D., Slifkin, L.M. Wöhlbier, F. H. eds.), Trans Tech Publications, Bay Village, pp 119
- Crouch, A.G. (1972) High temperature deformation of polycrystalline  $Fe_2O_3$ . *J. Am. Ceram. Soc.* 55, 558-563.
- Frost, H.J., Ashby, M.F. (1982): Deformation-Mechanism Maps. The Plasticity and Creep of Metals and Ceramics. Pergamon Press, Oxford, p. 166.
- Hennig-Michaeli, Ch. (1977) Dynamic interpretation of deformation twins in haematite. *Geol. Fören. Stockholm För.* 99, 208-215.
- Hennig-Michaeli, Ch. (1977) Microscopic structure studies of experimentally and naturally deformed hematite ores. *Tectonophysics* 39,



355-271.

Hennig-Michaeli, Ch., Siemes, H. (1982): Experimental deformation of hematite crystals between 25°C and 400°C at 400 MPa confining pressure. In "Issues in Rock Mechanics". Proc. 23rd Symp. Rock Mechanics (R.E. Goodman and F.E. Heuze, eds.), pp 380-388: AIME. New York.

Quade, H. (1988) Natural and simulated (10.4) pole figures of polycrystalline hematite. *Textures and Microstructures* 8&9, 719-736.

Hennig-Michaeli, Ch. (1991) Erfahrungen mit der PATERSON- Verformungs-Apparatur. DFG-Abschlussbericht Si 209/17-1.

Hrouda, F., Siemes, H. Herres, N. Hennig-Michaeli, Ch. (1985) The relationship between the magnetic anisotropy and c-axis fabric in a massive hematite ore. *J. Geophys.* 56, 174-182.

## ANÁLISE MICROESTRUTURAL DOS MINÉRIOS DE FERRO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO - TEXTURAS DESENVOLVIDAS E UM MODELO PARA SUA ORIGEM

**CARLOS A. ROSIÈRE** - CPMTIC/IGC/UFMG .  
**F. CHEMALE JR.** - UNISINOS  
**H. W. QUADE** - T. U. CLAUSTHAL, RFA  
**H. SIEMES** - RWTH AACHEN, RFA

**D. PIUZANA MUCIDA(\*)**  
**E. M. REZENDE DE SOUZA(\*)**  
 (\*) BIC CNPQ - CPMTIC/IGC/UFMG

Através da análise microestrutural comparada em amostras de minério sem enriquecimento supergênico provenientes de 15 diferentes depósitos do Quadrilátero Ferrífero pode-se caracterizar uma variedade de tipos texturais, resultado de uma evolução estrutural condicionada ao posicionamento tectônico de cada corpo.

Foram analisadas amostras orientadas das seguintes minas: Pires (MPR - atualmente desativada), Casa de Pedra (MCP), Retiro das Almas (MRA), Fábrica (MFB), Pico do Itabirito (MPI), Mutuca, (MMT), Córrego do Feijão (MCF), Aguas Claras, (MAC), Córrego do Meio (MCM), Timbopéba (MTP), Alegria, (MAG), Fazendão (MFZ), Morro Agudo (MMA), Andrade (MAD), Cauê (MCA). Para a orientação foram utilizadas como referência a anisotropia planar e a lineação mais proeminentes cuja caracterização foi feita durante a análise microscópica das amostras.

O estudo aqui apresentado foi feito baseando-se na observação mesoscópica em afloramento, observação com microscópio ótico em seções polidas orientadas com determinação do grau de anisotropia pela forma do grão (relação comprimento X largura - AFG), observação com microscópio eletrônico de varredura, determinação do grau de orientação preferencial do plano cristalográfico do prisma  $a$  {11-20} com goniômetro de raios X e determinação da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

Trabalhos anteriores (Rosière 1981; Rosière 1983; Rosière & Chemale Jr. 1991) estabelecem para as formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero (QF) e corpos de minério rico associados a seguinte seqüência de recristalização:

- (1) magnetita I → martita I → hematita Ib;
- (2) hematita Ia, Ib → hematita II → hematita III → hematita IV;
- (3) magnetita II → martita II;
- (4) magnetita III → martita IV.

Superpondo-se a uma trama "primária" definida pelo bandamento onde os óxidos predominantes são magnetita I, martita I e hematita I(a, b) desenvolveu-se uma trama tectono-metamórfica durante o principal evento compressivo regional E-W (ver Chemale Jr. et. al. 1991), caracterizada por uma xistosidade que aparece em diferentes graus de penetratividade dependendo da magnitude da

deformação (strain), e uma lineação mineral/de estiramento. Essa trama é definida pela orientação plano-linear de cristais de hematita II. As hematitas III e IV ocorrem localmente, crescidas entre micrólitos, em amostras onde a xistosidade é cortada por clivagem de crenulação.

O grau de deformação nas formações ferríferas e corpos de minério rico é variável. Essas rochas podem ocorrer em regiões tanto de baixa (ZBD) quanto de alta deformação (ZAD). Em ZBD a trama é definida pelo bandamento original, que pode apresentar dobras de fluxo flexural ou deslizamento flexural, sem haver, no entanto, uma penetrativa orientação dos cristais de hematita. O deslizamento ao longo dos planos de bandamento pode levar a uma total desarmonia nos perfis, formando-se estruturas bizarras como dobras justapostas nucleadas em sentidos opostos. Não são incomuns dobras "convolutas" e figuras de superposição, provocadas provavelmente pelo elevado componente de vorticidade da deformação (McKenzie 1979). Os eixos das dobras possuem atitude variável dependendo provavelmente do posicionamento estrutural da camada em relação aos vetores tectônicos e as condições de contorno do substrato, conforme já discutido por Rosière & Chemale Jr. (1990) e Chemale Jr. et. al. (1991). A xistosidade é pouco desenvolvida, cortando o bandamento com ângulo variável podendo-se constatar nas amostras dobradas uma posição quase plano-axial em relação a estas estruturas. Microzonas de cisalhamento de espessura centimétrica a milimétrica podem cortar a rocha, quando então observa-se cristais de hematita II bruscamente orientados paralelos ao plano de cisalhamento, ou gradativamente em distribuição sigmoidal.

Em ZAD a foliação tende a paralelizar-se ao bandamento e os eixos de dobra mostram-se progressivamente orientados paralelamente à lineação mineral/de estiramento regional (Chemale Jr. et. al. 1991), ao mesmo tempo que aumenta o grau de recristalização. Os cristais de hematita crescem anisotropicamente, desenvolvendo-se tectonitos dos tipos S e LS.

A análise da orientação preferencial dos planos cristalográficos do prisma  $a$  {11-20} em estereograma mostra três tipos diferentes (Rosière & Siemes 1987): (1) trama não orientada, (2) trama definida por um único máximo, (3) trama definida por guirlanda paralela ao plano de foliação (trama de monocristal).

O resultado da determinação da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) (Quade & Rosière 1993), mostra três tipos de elipsóide: (1) extremamente oblatos, (2) triaxiais com variável grau de achatamento e alongação e (3) fracamente prolatos. Os minérios apresentando elipsóides oblatos a triaxial oblatos com forte grau de anisotropia magnética possuem xistosidade bem desenvolvida e melhor grau de anisotropia pela forma do grão (AFG); os diagramas de goniômetro de raios X mostram orientação de monocristal. Nesse tipo de minério os cristais de hematita possuem seu plano basal orientado no plano de foliação.

Uma das amostras analisadas (MAG), com forte grau de anisotropia magnética, apresenta elipsoide de ASM prolato curto e fraca orientação cristalográfica nos planos {11-20}, mostrando em estereograma uma guirlanda mal desenvolvida. A amostra tem o aspecto fibroso e sua trama, em escalas meso e microscópica, é caracterizada predominantemente pela lineação, embora uma foliação esteja presente, com uma distribuição plano linear nos cristais de hematita II. Minérios com baixo grau de anisotropia, apresentam elipsoides de ASM triaxiais levemente oblatos ou prolatos, sem orientação cristalográfica nos planos do prisma ou apresentando tendência a um máximo mais ou menos difuso coincidente com a lineação usada como referência. Tais minérios podem mostrar-se foliados e/ou lineados, mas seus grãos em seção mostram fraca relação de AFG.

As formações ferríferas e corpos de minério rico associados são extremamente susceptíveis à nucleação de dobras, o que se deve, em parte, à sua anisotropia planar primária (bandamento). A geração de dobras ocorreu precocemente dentro da evolução tectônica, certamente em fases distintas durante ambos eventos que, segundo Chemale Jr. et. al. (1991) provocaram a atual estruturação do Quadrilátero. A principal tectônica compressiva, vergente para W, por seu caráter descontínuo e heterogêneo, provocou em sua primeira fase, faixas de alta magnitude de deformação (ZAD) resultando na rotação progressiva dos eixos das dobras já existentes e no desenvolvimento diferenciado de uma xistosidade que tende progressivamente a se paralelizar e transpor o bandamento primário. Essa xistosidade é provocada pela recristalização da hematita em plaquetas com seu plano cristalográfico basal paralelo ao plano de foliação (Quade 1988). A xistosidade torna-se mais proeminente em regiões onde (a) predominou um forte componente de achatamento na deformação e (b) o grau metamórfico foi mais elevado. As texturas que apresentam melhor grau de orientação foram determinadas em amostras provenientes de depósitos localizados na porção E do QF, em particular da MAD, MMA e MCA, onde, segundo Herz (1978), Schorscher (1975) e Hoefs et. al. (1982), as rochas do Supergrupo Minas foram sujeitas a temperaturas mais elevadas durante o metamorfismo,

As relações entre as diferentes gerações de hematita, o grau de orientação e o metamorfismo, associados à quase total ausência de microestruturas de origem deformacional (como extinção ondulante e

lamelas de geminação por deformação - Hennig-Michaeli 1977a, b) nos levam a supor que o crescimento orientado de cristais é o principal processo gerador da trama, em um mecanismo de difusão.

Em regiões onde o componente de estiramento é mais importante, o desenvolvimento da xistosidade e a orientação planar da superfície basal da hematita foram inibidos. Os corpos de minério apresentam-se orientados linearmente mostrando estruturas "fibrosas" encontradas em todas as escalas e os diagramas produzidos pelo goniômetro de raios-X tem a forma guirlandas mal desenvolvidas

Dobras e zonas de cisalhamento tardias, relacionadas às fases 2 e 3 do evento compressional (Chemale Jr. et. al 1991) não tiveram influência preponderante na geração de texturas em escala regional.

A correlação encontrada entre posicionamento tectônico das jazidas, características mesoscópicas dos minérios ali situados, seu tipo e grau de anisotropia pela forma do grão, anisotropia de susceptibilidade magnética e orientação cristalográfica, permite ainda, caracterizar diferentes tipos de minério utilizando-se um ou mais parâmetros numéricos (como ASM ou AFG) de forma comparativa.

A parametrização das características texturais permitira sua manipulação de maneira semelhante aos dados de composição química (teores) e sua utilização como dados objetivos para o estudo, por exemplo, de sua influência nos processos siderúrgicos, resultando em um melhor conhecimento do minério de ferro por parte de empresas mineradoras e siderúrgicas.

Agradecimentos: Os autores agradecem às empresas MBR, FERTECO, CSN, W. H. MÜLLER, CVRD, SAMITRI, SAMARCO, SERRA GERAL, pelo apoio, ao DAAD, ao Prof. Dr. P. Paulitsch da Univ. de Darmstadt, ao DAAD e CNPq pelas bolsas de estudo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Chemale Jr., F.; Rosière, C. A. & Endo, I. (1991) Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um modelo, Pesquisas, UFRGS 18 (2): 104-127, Porto Alegre.
- Hennig-Michaeli, C. (1977a) Microscopic structure studies of experimentally and naturally deformed hematite ores. *Tectonophysics*, 39 - 40: 255 - 271.
- Hennig-Michaeli, C. (1977b) Dynamic interpretation of deformation twins in hematite *Geologiska Förs. i. Stock. Förhand.*, 99: 208 - 215.
- Herz, N. (1978) Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, *Geol. Surv. Prof. Pap.* 641-c: 81p.
- Hoefs, J.; Müller, G. & Schuster, A. K. (1982) Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brazil: The correlation of oxygen isotope variations with deformation history. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79: 241-251.
- McKenzie, D. (1979) Finite deformation and fluid flow. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 58: 689 - 715.
- Quade, H. & Rosière, C. A. (1993) Anisotropia da susceptibilidade magnética no minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero, este volume.
- Quade, H. (1988) Natural and simulated (10.4) pole figures of polycrystalline hematite, *Textures and Microstructures*, vols 8 & 9: 719 - 736.
- Rosière, C. A. (1981) Strukturelle und textuelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstätte "Pico de Itabira" bei Itabirito, Minas

- Gerai, Brasilien. Clausthaler Geowiss. Diss. 9: 302 p. Clausthal-Zellerfeld.
- Rosière, C. A. (1983) A recristalização do minério de ferro da jazida do Pico de Itabirito no Quadrilátero Ferrífero, MG e suas implicações genéticas. Anais 2<sup>o</sup> Simp. Reg. Geol. Minas Gerais, Bol SBG Núcleo MG, 3: 173 - 186
- Rosière, C. A. & Siemes, H. (1987) Estudo da textura dos minérios hematíticos do Quadrilátero Ferrífero com goniômetro de raios - x. Anais 1<sup>o</sup> SNET, Salvador: 38.
- Rosière, C. A. & Chemale Jr. F., (1990) Análise estrutural em terrenos deformados - revisão conceitual. Anais 36<sup>o</sup> Cong. Bras. Geologia, Natal, Bol. resumos: 242.
- Rosière, C. A. & Chemale Jr. F. (1991) Textural and structural aspects of iron ores from Iron Quadrangle, Brazil, In: Pagel, M. & Leroy, J. L. (eds.) Source, Transport and Deposition of Metals, 485 - 488, Balkema, Rotterdam.
- Schorscher, H. D. (1975) Entwicklung des polymetamorphen Präkambrischen Räumes Itabira - Minas Gerais - Brasilien, Tese de Doutorado, Univ. Heidelberg: 304p.

Tab. 1 Características texturais das amostras analisadas

DEPÓSITO	Amostra	Diagr. Rx (11-20) max. em B	Forma do grão			ASM				Folição	Lineação	
			$R_{\psi\psi}$	$\phi_{\psi\psi}$	$R_{\psi\psi}$	$\phi_{\psi\psi}$	$K_{\text{mod}}$	Forma do elipsóide	Grau de anisotropia			
MPR	W 1								H	0,1651	060/60	130/35
MRA	W 2											
MRA	W 3											
MRA	W 4								H	0,2150	50/70	110/45
MRA	W 5	mal orientada max. em B	2,05	-16,32	1,62	80,5					80/70	140/50
MCP	W 6	c.a.							L	0,1735	80/30	80/30
MCP	W 7	c.a.	2,15	-13,32	1,40	21,0			L	0,2132	106/75	144/55
MFB	W 8		1,75	-7,09	1,85	77,4			H	0,2426	20/80	98/45
MFB	W 11	c.a.	1,75	15,53	2,25	-3,32					50/55	100/20
MAG	E 12	guiñanda em AB mal desenvolvida							L	0,6179	144/70	122/68
MAG	W 13	max. em B							L	0,1618	160/40	
MEZ	W 14		1,70	-4,98	1,67	24,30					100/45	
MEZ	E 15	guiñanda mal desenvolvida	1,89	-10,71	1,35	-17,66			H	0,1941	76/70	126/60
MCF	W 16	sem orientação							HH	0,1141	330/85	
MCM	W 17	sem orientação	1,90	-14,33	1,32	-14,07			HH	0,2098	140/60	70/45
MMA	E 19	guiñanda em AB	2,04	-6,15	1,72	3,47			L	0,7285	74/40	120/35
MMA	E 20	guiñanda pouco desenvolvida c/ max. em B.	1,42	-0,52	1,76	-20,84					90/36	100/30
MMA	E 21	guiñanda em AB	3,02	1,87	2,03	-12,23			L	0,6963	154/65	110/50
MMA	E 22	guiñanda em AB	3,26	-2,17	2,75	-3,98			L	0,9521	170/55	115/37
MAD	E 23	guiñanda em AB	3,39	-8,19	3,47	-6,94			L	0,8613	10/40	10/40
MAD	E 24	guiñanda em AB mal desenvolvida	3,52	-5,24	1,87	7,06			H	0,7817	10/40	10/40
MAD	E 25	guiñanda em AB							L	0,7380	350/23	
MAC	W 26	guiñanda em AB mal desenvolvida max. em B	2,80	-4,60	1,45	36,74					140/85	60/60
MAC	W 27	guiñanda mal desenvolvida	2,04	-2,37	1,78	33,87			HH	0,4334	150/85	78/50
MAC	W 28	guiñanda em AB	2,93	-10,57	2,89	13,69			L	0,4640	170/90	84/55
MMT	W 29		1,51	-10,38	1,68	13,71					100/76	
MMT	W 30											
MPI	W 31a		1,56	-5,72	1,33	-4,48					90/30	110/28
MPI	W 31b		1,42	3,78	1,58	-36,95			L	0,11811	331/55	08/45
MPI	W 32		2,25	-9,59	1,28	-1,03			L	0,1256	340/50	18/45
MPI	W 33		2,46	-3,95	2,02	-10,63			L	0,4987	60/50	122/28
MCA	E 34		1,99	8,05	1,41	-26,79			L	0,5069	70/30	130/20
MCA	E 35								L	0,7251	96/25	20/07

## ANISOTROPIA DA SUSCEPTIBILIDADE MANÉTICA NO MINÉRIO DE FERRO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

HORST W. QUADE - T.U. CLAUSTHAL - R. F. ALEMANHA

CARLOS ALBERTO ROSIÈRE - CPMTIC/IGC - UFMG - BELO HORIZONTE, MG, BRASIL

Susceptibilidade magnética é a resposta de um material a um campo magnético induzido. Para a maioria dos materiais é uma grandeza anisotrópica cuja origem pode ser condicionada à forma do grão ou fragmento ou então controlada pela cristalografia. Em minerais não cúbicos a anisotropia da susceptibilidade magnética esta essencialmente associada à geometria da rede cristalina. Em alguns minerais altamente susceptíveis existe um fator de magnetização que depende da forma do grão e atua contra o campo induzido e resulta em uma anisotropia de forma.

A maioria dos minerais petrográficos são paramagnéticos ou diamagnéticos. O campo magnético induzido (M) é definido como produto da intensidade do campo (H) e um fator (K) característico do mineral (M=H\*K). A unidade de medida para esse fator é o SI (Susceptibility index), sendo os valores determinados pequenos e positivos para minerais paramagnéticos e negativos para minerais diamagnéticos. Minerais ferro(i)magnéticos possuem susceptibilidade alta e de valor positivo.

A susceptibilidade magnética dos minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero foi medida na T. U. Clausthal com equipamento Kappabridge KLY-2.1 (Geofyzika, Brno) ou com Sapphire SI-2 (Sapphire Instruments, Ontario), em amostras cúbicas, de aresta variável, em torno de 2cm, provenientes de 15 depósitos diferentes em posicionamentos tectônicos distintos (tab. 1). Os resultados são normalizados para o volume e as medidas tomadas em 15 posições diferentes calculando-se para essas um tensor simétrico de 2ª ordem que caracteriza a anisotropia de susceptibilidade magnética (AMS). A ASM é representada graficamente como um elipsóide, sendo os seus eixos determinados pelo cálculo dos valores e vetores próprios ( $k_1 = k_{max.}$ ;  $k_2 = k_{int.}$ ;  $k_3 = k_{min.}$ ).

Para cada amostra de minério foram executadas cinco a dez medidas e calculados os parâmetros característicos da anisotropia:

Susceptibilidade média:

$$k_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$$

Fator de lineação:

$$L = k_1/k_2 \text{ (Balsey \& Buddington 1960)}$$

$$I = (k_1 - k_2)/k_2 \text{ (Kahn 1962)}$$

Fator de foliação:

$$F = k_1/k_3 \text{ (Stacey et. al. 1960) ou}$$

$$F' = (k_2 - k_3)/k_2 \text{ (Khan 1962)}$$

Grau de anisotropia:

$$P = k_1/k_3 \text{ (Nagata 1961)}$$

Grau de anisotropia corrigido (Rees 1966):

$$P' = (k_1 - k_3)/k_2$$

Anisotropia total:

$$H = (k_1 - k_3)/k_m \text{ (Owens 1974)}$$

Fator de forma do elipsóide (Granar 1957):

$$q = (k_1 - k_2)/[(k_1 + k_2)/2 - k_3]$$

Fator de forma do elipsóide (Graham 1954):

$$V(\text{sen} V)^2 = (k_1 - k_2)/[(k_1 + k_2)/k_2 - k_3]$$

Fator de forma do elipsóide:

$$T \text{ (Jelinék 1981)} = v$$

$$(Lode 1926) = (2 * Lnk_2 - Lnk_1 - Lnk_3)/(Lnk_1 - Lnk_3).$$

Para as amostras foram feitas representações em estereogramas em rede equiareal, hemisfério inferior, onde aparece a relação geométrica entre os eixos principais de susceptibilidade, as seções circulares do elipsóide de ASM e a foliação. Outras representações gráficas são os diagramas LxF, equivalente ao diagrama de Flinn de interesse para a tectônica e TxP ou P' para se fazer a comparação do grau de anisotropia e avaliar o grau de orientação preferencial dos minerais.

Na maioria das amostras a hematita é o principal mineral que caracteriza o grau de magnetismo. A hematita possui forte anisotropia magnética condicionada pela cristalografia, sendo que os eixos  $k_1$  e  $k_2$  para cada cristal individualmente, situam-se no plano basal e são quase iguais, de modo que, nesse plano, a magnetização é estatisticamente isotrópica. O eixo  $k_3$ , por outro lado, é muito maior ( $k_1/k_3 > 100$ ) e perpendicular aos outros dois, o que faz a caracterização da ASM um método eficiente para se determinar a posição do eixo cristalográfico c. Por exemplo, para uma amostra de minério, se o plano  $k_1 k_2$  do elipsóide de anisotropia magnética encontrado coincidir com a sua seção circular e com a foliação existente, (ou seja, o magnetismo é isotrópico no plano de foliação) isto significa que todos os cristais de hematita estão orientados no plano basal (orientação de monocristal). Em um estereograma os eixos c mostrarão uma distribuição em um único máximo, geralmente alongado coincidente com  $k_3$ , onde  $k_2$  é paralelo ao eixo maior da distribuição e  $k_1$  paralelo ao eixo curto e à lineação de estiramento.

O valor da susceptibilidade média ( $k_m$ ) da hematita é variável ( $2.000 * 10^{-6}$  a  $80.000 * 10^{-6}$  SD). Uyeda et. al. (1963) alegam que existe diferença entre a susceptibilidade de cristais placóides e isométricos do mesmo mineral, o que indicaria uma ASM também controlada pela forma do grão e explicaria a variedade de valores encontrada.

Nas amostras analisadas a susceptibilidade varia

de  $2.328 \cdot 10^{-6} \text{SI}$  e  $436.689 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ . Esses valores estão condicionados pela presença de Magnetita e/ou Maghemita que possuem, por sua vez,  $k_m = 100.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$  mas que, por serem minerais magnéticamente isotropos, aumentam o magnetismo total da amostra sem influenciar na geometria da AMS. Pode-se, arbitrariamente dividir as amostras em dois grupos em função do valor de  $k_m$ : Alta ASM (AASM  $k_m > 12.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ ) e Baixa ASM (BASM  $k_m < 12.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ ). As amostras com AASM são provenientes dos depósitos MPR, MRA, MFB, MFZ, MCF, MCM e MAC (tab. 1). Em MPR, MCF e MCM o grau de recristalização é baixo com predominância de magnetita e maghemita. Nas amostras provenientes de MRA, MFB e MAD, apesar das jazidas estarem dentro de domínio de alta magnitude de deformação, "porfiroclastos" de magnetita e martita são abundantes, resultando em valores relativamente elevados para  $k_m$ . Em uma amostra proveniente da MAC, no entanto, o valor extremamente elevado de  $k_m$  não pode ser esclarecido pelas observações em microscopia de luz refletida.

Para a maioria das amostras (20) foram encontrados elipsóides oblatos ou triaxiais oblatos somente 8 mostram tendência a elipsóides prolato (tab. 1).

Tabela. 1: Características de ASM das amostras analisadas. MPR-Mina do Pires; MRA-Retro das Almas; MCP-Casa de Pedra; MFB-Fábrica; MAG-Alegria; MFZ-Fazendão; MCF-Córrego do Feijão; MCM-Córrego do Meio; MMA-Morro Agudo; MAD-Andrade; MAC-Aguas Claras; MPI-Pico de Itabirito; MTP-Timbopeba; MCA-Cauê. L:  $k_m < 12.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ ; H:  $k_m > 12.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ ; HH:  $k_m > 100.000 \cdot 10^{-6} \text{SI}$ .

Jazida	N° da amostra	$k_m$	Forma do elipsóide	Foliação	Lineação	$k_1$
MPR	1	H	oblato	060/60	130/35	085/00
MRA	4	H	oblato	080/70	140/50	248/15
MCP	6	L	prolato	106/75	-	280/23
MCP	7	H	prolato	090/65	144/55	253/02
MFB	8	H	triaxial prolato	020/80	098/45	085/06
MAG	12	L	prolato	144/70	122/68	328/88
MAG	13	L	triaxial oblato	130/60	-	088/01
MFZ	15	H	triaxial oblato	076/70	126/60	255/03
MCF	16	HH	triaxial oblato	330/85	-	281/10
MCM	17	HH	triaxial prolato	140/60	070/45	093/12
MMA	19	L	oblato	074/40	120/35	098/02
MMA	21	L	oblato	154/65	110/50	119/01
MMA	22	L	oblato	170/55	115/37	249/00
MAD	23	L	oblato	010/40	010/40	257/01
MAD	24	H	oblato	010/40	010/40	110/03
MAC	25	L	oblato	350/23	-	065/03
MAC	27	HH	triaxial oblato	150/87	078/50	282/08
MAC	28	L	oblato	170/90	084/55	316/03
MPI	31	L	triaxial prolato	331/55	008/45	280/84
MPI	32	L	triaxial prolato	340/50	018/45	078/04
MTP	33	L	triaxial oblato	060/50	122/28	269/11
MCA	34	L	triaxial oblato	070/30	130/20	090/05
MCA	35	L	triaxial oblato	096/25	080/20	098/05

## BIBLIOGRAFIA

- Balsley, J. R. & Buddington, A. F. (1960) Magnetic anisotropy in rocks. - *Earth Sci. Re.*, 7: 227-253; Amsterdam.
- Chemale Jr., F.; Rosière, C. A. & Endo, I. (1991) Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo, Pesquisas, UFRGS, 18(2): 104-127.
- Graham, J. W. (1954) Magnetic susceptibility anisotropy, an impleited petrofabric element - *Bull. Geol. Soc. Am.* 65: 1257 - 1258.
- Granar, L. (1957) Magnetic measurements on Swedish varved sediments. - *Arkiv för Geofysik*, 3: 1-40; Stockholm.
- Jelíněk, V. (1981) Characterization of the magnetic fabric of rocks - *Tectonophysics*, 79: T63-T67; Amsterdam.
- Nagata, T. (1961) *Rock magnetism* - 350pp.; Tokyo (Maruzen).

De modo geral, os eixos de susceptibilidade concordam razoavelmente com os eixos geométricos das amostras tendo como referências a foliação e lineação existentes. Os eixos  $k_1$  e  $k_2$  coincidem com o plano da foliação. Isso se verifica nas amostras 1 (MPR), 8 (MFB), 15 (MFZ), 19, 21, 22 (MMA), 23, 24, 25 (MAD), 28 (MAC), 32 (MPI), 33 (MTP), 34 e 35 (MCA). Nas amostras 4 (MRA), 6, 7 (MCP) ocorre um desvio da ordem de  $10^\circ$ . Desvios no comportamento teórico indicam que o plano de foliação não coincide com o plano de cisalhamento das amostras, o que depende das características estruturais de cada depósito e do posicionamento da amostra dentro da estrutura, conforme discutido por Rosière et. al (1993).

Em todas as amostras analisadas  $k_1$  mostra tendência à orientação em torno de E-W e  $k_2$  em torno de N-S, (tab. 1) o que coincide com a cinemática E-W estabelecida para o Quadrilátero Ferrífero por Rosière & Crocco-Rodrigues (1991) e Chemale Jr. et al.(1991). A lineação medida em campo possui, por outro lado, orientação variada dentro do plano da foliação, o que indica sua rotação durante a deformação (vide Rosière et. al (1993))

- Owens, W. H. (1974): Mathematical models studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. - *Tectonophysics*, 24: 115-131; Amsterdam.
- Rosière, C. A. & Crocco-Rodrigues, F. A. (1991) *Geologia Estrutural da Sinclinal de Gandarela*, Bol. II SNET, Rio Claro: 14-16.
- Stacey, F. D. (1960): Stress-induced magnetic anisotropy of rocks - *Nature*, 188:134-135; London
- Stacey, F. D.; Lovering, J. F. & Parry, L. G. (1971): Thermomagnetic properties, natural magnetic moments and magnetic anisotropies in rocks and minerals - *Geophys.*, J. R. Astr. Soc., 84: 185-200; London.
- Uyeda, S.; Fuller, M. D.; Belshé, J. C. & R. W. (1963): Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, 68: 279-29

# DETECÇÃO DE IMPUREZAS DE FÓSFORO EM AMOSTRAS DE MINÉRIOS DE FERRO ATRAVÉS DA CATODOLUMINESCÊNCIA - RESULTADOS PRELIMINARES

**NEWTON SOUZA GOMES** - DEGEO/EM/UFOP

**WALTER VORTISCH** - PHILIPPS UNIVERSITAET MARBURG - ALEMANHA

Atual endereço : MOUNTANUNIVERSITAET LOEBEN - LOEBEN - OESTERREICH - ÁUSTRIA

## INTRODUÇÃO

Embora já descrito por CROOKES, em 1879, apud MARSHALL 1988, o fenômeno da catodoluminescência (CL), que consiste em provocar radiação luminosa em materiais, pelo bombardeamento com um feixe de elétrons, apenas nas últimas três décadas, vem sendo empregado de forma sistemática em estudos petrológicos. Mormente no campo da Petrologia Sedimentar esta técnica tem sido utilizada com sucesso no estudo de processos diagenéticos tais como o crescimento de fases antigênicas em torno de grãos detriticos, a substituição diagenética de fases minerais e ou a geração de fases de fases múltiplas de cimentação carbonática GOMES & VORTISCH (1991). São relativamente raros os trabalhos científicos que se dedicam à (CL) de minérios e minerais de ferro.

WEIBLEN (1965) reporta a ausência de (CL) em cristais de hematita por ele investigados. SMITH & STENSTROM (1965), entretanto, embora descrevam cores de luminescência alaranjadas em palhetas de hematita inclusas em cristais de feldspato, não fazem qualquer alusão aos elementos ativadores da (CL).

Como a catodoluminescência (CL), na maioria dos minerais é gerada pela presença de impurezas (determinados elementos-traço tais como Mn, P, Eu, Ti etc.) na estrutura dos cristais, pretende-se neste trabalho utilizar esta técnica na tentativa de identificar a presença do elemento fósforo, potencial ativador da (CL) em minérios de ferro.

## MÉTODO DE TRABALHO

Este trabalho consistiu da observação e descrição de secções polidas de amostras de itabirito, *pellets* e *sinter*, sob luz refletida e sob o efeito da (CL). As observações de catodoluminescência foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto utilizando-se um equipamento CITL - COLD CATHODE LUMINESCENCE 8200 MK-3 da Technosyn, acoplado a um microscópio petrografico modelo Axiophoto da Zeiss. As amostras nas quais se observaram cores intensas de (CL) foram posteriormente analisadas, nos laboratórios da Universidade Philipps, em Marburgo, Alemanha utilizando-se um microscópio eletrônico de varredura (MEV), acoplado a um sistema de análise por energia dispersiva (EDS). Estas análises tiveram como

objetivo correlacionar a intensidade das cores de CL, aos teores de P das amostras estudadas.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Sob o efeito da (CL) as amostras de itabirito exibiram pontos brilhantes de coloração amarelo-avermelhada, relacionados à impurezas de fósforo.

As secções polidas de *pellets* e *sinter*, quando observadas sob luz refletida, exibem nitidamente duas fases, uma delas com brilho metálico (hematita) e a outra com brilho vítreo, que deve tratar-se do material (argila ou calcáreo) utilizado para a confecção do preparado. Uma observação interessante é que as cores amarelo-avermelhadas de (CL) concentraram-se apenas nas partes não metálicas, tanto nas amostras dos *pellets* quanto naquelas de *sinter*.

As análises de (MEV/EDS) confirmaram também a presença do elemento fósforo nas amostras apenas nas regiões que exibiam (CL). Isto confere ao fósforo o caráter de elemento ativador da (CL) no minério de ferro. Conclui-se, portanto, ser bem provável, que durante o processo de sinterização e peletização ocorra uma migração do fósforo para as partes não metálicas do preparado.

Esta conclusão, a ser confirmada através de um número maior de análises, pode vir a ser de utilidade em operações de beneficiamento de minério de ferro.

## AGRADECIMENTOS

Ao Deutscher Akademischer Austauschdienst - DAAD (Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico) que através da concessão de uma bolsa viabilizou a realização das análises nos laboratórios da Universidade Philipps em Marburgo, e ao Dr. A.Schaper pela ajuda na obtenção dos dados no Microscópio Eletrônico de Varredura MEV/EDS; os sinceros e indelévels reconhecimentos dos Autores.

## BIBLIOGRAFIA

- GOMES, N.S. & VORTISCH, W. 1991 Catodoluminescência : Breve retrospectiva da técnica e exemplos de sua aplicação ao estudo de rochas sedimentares. Rev. Esc. Minas 44 (1) 16-27.
- MARSHALL, D.J. 1988 Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston. 146 p.
- SMITH, J.V. & STENSTROM, R.C. 1965 Electron-excited luminescence as a petrological tool. Journ. Geol. 73, 627-635.
- WEIBLEN, P.W. 1965. Investigation of cathodo-luminescence with the petrographic microscope. In Developments in applied spectroscopy, E.N. Davis (ed). 245 - 251 New York.



# ESTUDOS DE CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E SUAS IMPLICAÇÕES NO PROCESSO NA MINA DE ALEGRIA

VITOR MÁRCIO NUNES FEITOSA (\*)  
JOÃO PEDRO DA SILVA (\*)

(\*) SAMARCO MINERAÇÃO S/A  
(\*\*) CONSULTOR

PAULO JOSÉ BARROS RABELO (\*)  
LUIZ HENRIQUE COELHO (\*\*)

## 1. INTRODUÇÃO

No período entre dezembro de 1992 e junho de 1993 foram realizadas investigações mineralógicas sistemáticas na Mina de Alegria, vinculadas ao trabalho de caracterização geológico/estrutural, bem como na usina de concentração, em diversos pontos distintos, visando estabelecer relações entre a mineralogia e o comportamento do minério no processo.

Tais investigações envolveram determinações mineralógicas em lupa binocular de amostras da usina, determinações de grau de liberação em microscópio petrográfico de luz refletida em pontos previamente selecionados da usina, determinações de grau de liberação de 23 amostras de alimentação da flutuação proveniente dos pré-tipos da tipologia tecnológica feita anteriormente e cálculos estatísticos de correlações.

Este trabalho apresenta os resultados obtidos nas investigações realizadas.

## 2. OBJETIVOS

O trabalho de investigação proposto visou caracterizar:

1. A influência, no processo, do grau de liberação do minério alimentado à usina, a partir de sua análise em 3 pontos distintos: alimentação da flutuação, concentrado da usina e alimentação do espessador;
2. A influência, no processo, da mineralogia do minério alimentado à usina, a partir de sua análise em 9 pontos distintos: alimentação das correias, overflow dos ciclones primários, lama, alimentação da flutuação, concentrado da usina, rejeito da usina, concentrado das colunas, rejeito das colunas e alimentação do espessador;
3. A influência, no processo, em escala de bancada, do grau de liberação a partir de sua análise em 23 amostras de alimentação da flutuação obtidas em bancada.

Posteriormente estes resultados foram correlacionados aos diversos resultados obtidos pela usina para o dia correspondente à amostra analisada.

## 3. DETERMINAÇÕES MINERALÓGICAS NO MINÉRIO DE ALEGRIA

### 3.1. Morfologia dos grãos de quartzo

Desde o início da lavra do minério de Alegria e sua alimentação à usina, alguns tipos de problemas até então inexistentes no minério de Germano, começaram a ser detectados. Dentre eles, o aumento da abrasividade do minério e o surgimento de grãos de quartzo de tamanhos superiores a 100# e com morfologia rugosa em concentrados da usina, refletindo a dificuldade de fluuá-lo, representaram problemas para os quais a morfologia associada ao tamanho dos grãos de quartzo poderiam ser a explicação mais plausível.

O aumento da abrasividade foi constatado desde a mina, através do desgaste excessivo das caçambas das carregadeiras, até a usina, com os desgastes provocados nas tubulações e equipamentos.

Conquanto a medida da abrasividade não tenha sido feita para o estabelecimento de relações, alguns fatos descritos a seguir permitem-nos associá-la à morfologia e tamanho dos grãos de quartzo.

Observa-se uma forte tendência de concentração do quartzo na fração +100#, ao mesmo tempo em que sua redução nas demais frações é aproximadamente semelhante e bem mais expressiva que a da fração +100#.

O quartzo aparece na jazida em duas granulometrias características: 40 micra e 150 micra. A fração 40 micra relaciona-se ao principal evento deformacional da jazida, associando-se ao desenvolvimento da foliação S1', responsável pela foliação principal observável no campo. A fração 150 micra relaciona-se ao primeiro evento deformacional, gerador de S1', recristalizado na etapa posterior, e aos veios de quartzo das fases mais recentes. Esta última fração apresenta um quartzo de características pronunciadamente rugosas, lembrando drusas microscópicas.

Além do quartzo, registrou-se a presença de grãos de goethita na fração mais grosseira do concentrado. É de se observar, entretanto, que para provocar o mesmo efeito de aumento da fração +200# que o quartzo, a presença de goethitas deve ser maciçamente maior. Tal fato mostra que a sensibilidade do aumento da granulometria do

espessador é muito mais expressiva para o quartzo que para a goethita.

Por outro lado, uma maior alimentação de goethitas na usina vem normalmente acompanhada de mais impurezas (limonitas, caulinitas, etc) que dificultam a obtenção da especificação de sílica final no concentrado, conforme será discutido no próximo item. E o que a discussão anterior mostra é que, também neste caso, a sílica não removida constituir-se-á na sílica mais grosseira.

### 3.2 Limonita e argilas

A limonita e as argilas constituem um grupo de minerais secundários que, apesar da ocorrência menos expressiva quando comparados aos principais minerais constituintes do minério (hematita porosa, goethita, especularita, magnetita e quartzo) requerem tratamento especial pelos efeitos nocivos que, mesmo em quantidades menores, podem provocar no tratamento do minério.

Em difratogramas de raios-X feitos em amostras de limonita verificou-se uma persistente presença de caulinita indicando uma estreita ligação entre os dois minerais. A caulinita ocorre em vênulas disseminadas no minério em zonas de fratura, falhas e planos de foliação. Nesses casos pode ser observada a olho nu, com sua característica cor esbranquiçada e, não raro associada à goethita

Limonita e caulinita são minerais geradores de lama e, principalmente devido à estrutura amorfa da limonita, arrastam consigo impurezas diversas, das quais as mais críticas são o fósforo e a alumina. O fósforo, por condicionar a especificação do produto final e não ser manipulável no processo, requer controle absoluto durante a lavra. O alumínio, por sua vez, representa uma das impurezas de maior impacto no processamento do minério, particularmente na etapa de concentração por flutuação. Sua influência na alteração de cargas elétricas na superfície das partículas de quartzo já foi constatada em trabalhos de outros autores (1) (2).

Tal efeito foi também constatado na usina. A presença da limonita e/ou caulinita demonstra o incremento na presença de alumina no processo, assim como a consequente dificuldade na obtenção da especificação da sílica, representada pela dificuldade de se flutar o quartzo. Em termos de procedimento operacional, a necessidade de se atingir a especificação leva a operação da usina a "estrangular" a flutuação, provocando perdas de ferro para o rejeito. Por outro lado, a presença de limonitas poderia também levar à ativação da flutuação dos minerais de ferro, por carrear impurezas diversas.

Além dos problemas relativos à flutuação, a limonita mostra uma tendência de se associar a minérios mais grosseiros, particularmente por sua característica de ocorrer como um cimento em rochas ferríferas alteradas. Usualmente, tão maior é o grau de alteração em condições oxidantes, tão mais intensa será a geração de limonita como cimento de grãos minerais ou fragmentos de rocha. A canga representa o melhor exemplo deste fato, uma vez que, por possuir altos teores de limonita, apresenta teores de

impurezas tão elevados e granulometria tão grosseira que a tornam incondicionalmente um estéril.

A limonita, pelas características que possui, deve ter sua alimentação na usina reduzida ao mínimo e, se possível, até mesmo eliminada. Os benefícios com tal procedimento seriam expressivos, não só em termos de ganhos de qualidade como também de custos, através da redução de reagentes, particularmente soda, ácido e fluoculante, conforme a discussão do próximo item procurará evidenciar. Além disso, a qualidade da água recuperada teria um ganho qualitativo na medida em que alguma quantidade de íons aluminosos poderiam ser retirados do processo.

### 3.3 Hematita porosa

Hematita porosa é um mineral de formação secundária, fruto do processo de martitização das magnetitas primárias, em função das alterações ambientais, particularmente de Eh-pH. No curso dessas alterações as magnetitas, que possuem estrutura cristalina com cela unitária da ordem de 8.4 Å, passam a hematitas, que possuem cela unitária com dimensões menores, ou seja, cerca de 5.43 Å. Como consequência desse empacotamento molecular em condições de pressão e temperatura de superfície ou próximas, surge a microporosidade. Outro fator responsável pelo surgimento de porosidade seria uma provável dissolução de minerais constituintes da martita, particularmente a goethita e o quartzo.

A hematita porosa é o mineral mais abundante da jazida de Alegria. Sua ocorrência se verifica predominantemente no itabirito martítico. Ocorre, também, como mineral importante em certos tipos de itabirito anfíbolítico. Nesse caso, conferem ao itabirito anfíbolítico características que indicam boas probabilidades de aproveitamento como minério, a partir de estudos futuros.

Conquanto não tenha sido estabelecido, ainda, correlações entre a hematita porosa e a produtividade da moagem secundária, pode-se esperar que essa relação seja positiva e muito forte. A microporosidade facilitaria a quebra do grão com relativo baixo dispêndio de energia.

As características favoráveis que a presença da hematita porosa conferem ao minério, ainda que não completamente conhecidas, permitem antever uma perspectiva muito boa para a produtividade deste minério. Pelos estudos verifica-se uma forte correlação positiva entre a presença de goethita/martitas com a produção. Relação inversa, entretanto, obtém-se com a hematita especular (especularita), que reflete sua dificuldade particularmente com a moagem secundária.

Contudo, as consequências mais evidentes da presença das hematitas porosas no minério de Alegria se verificaram na pelotização. A qualidade da pelota, considerada em termos de redutibilidade ou metalização, cresceu de forma significativa, ainda que com pequena perda de qualidade física (5).

### 3.4. Grau de liberação

O grau de liberação mostrou-se, no decorrer do trabalho, como sendo uma das variáveis mais importantes a controlar alguns parâmetros da usina. Por isso seu conhecimento deverá ser mais aprofundado bem como sua distribuição bem conhecida para um controle mais efetivo, na mina, dos parâmetros de usina.

Três tipos de não-liberação ocorrem no minério de Alegria:

- a) minerais de minério incluídos em quartzo;
- b) quartzo incluído em minerais de minério;
- c) grãos mistos com associação lateral.

O caso (a) representa a situação menos frequente, sendo caracterizado praticamente em 100% dos casos como inclusões de hematita em quartzo. As hematitas são lisas, especulares, indicando que a formação possivelmente ocorreu durante o tectonismo gerador das especularitas e onde o quartzo sofreu recristalização capaz de englobar outros cristais. Este caso, por ser bem menos comum que os demais não chega a trazer consequências mais sérias no processo, onde poderia haver comprometimento da recuperação por causa da perda de ferro para o rejeito provocada pela remoção da sílica com inclusões de minerais de minério.

No caso (b) o quartzo apresenta-se englobado pelo grão de minério, que pode ser uma martita ou uma especularita. Os casos de inclusões de quartzo em especularitas foram superiores aos de inclusões em martita. Isso se explica pelo tectonismo formador da foliação S1", principal foliação da mina, que foi o mais importante agente gerador das especularitas. Estas foram geradas a partir das hematitas primárias e das magnetitas sob a ação do tectonismo. A recristalização imposta pelo tectonismo levou ao englobamento do quartzo pelas hematitas em formação, muitas vezes respeitando o mesmo eixo ótico de crescimento (eixo c).

Este tipo de não-liberação é o principal responsável pelos valores mínimos de sílica no concentrado que se obteve com o minério Alegria, quando da fase de projeto. O valor ali encontrado relaciona-se à sílica associada aos grãos de minério não liberáveis no processo de moagem hoje disponível na usina.

O caso (c) representa o tipo de não-liberação mais comum e mais facilmente tratável, por depender de moagem em escala condizente com o processo atual da usina. Esse tipo de não-liberação, deve-se, provavelmente, à presença de limonitas e/ou goethitas secundárias, que agiram como películas cimentantes dos grãos, tornando-os resistentes aos processos de cominuição da britagem e da moagem primária.

O reflexo da presença de sílica associada a grãos de minério é rapidamente perceptível nos níveis de produção. Tal fato é explicável na medida em que, para se obter a especificação de sílica, o recurso operacional utilizado quando se tem pela frente uma não-liberação de sílica, é o fechamento de válvulas das células de flutuação, provocando-se um

"estrangulamento" e, conseqüentemente, perdas de recuperação pela ida de ferro para o rejeito.

No que respeita às amostras de laboratório, a primeira grande constatação refere-se aos baixos valores de sílica associada encontrados nas amostras analisadas. Os momentos estatísticos desta variável na amostra global e na fração 200# - a que maiores valores de sílica associada apresentou - indicam médias muito baixas (0.134 e 0.205, respectivamente). Apenas uma amostra apresentou sílica associada anormalmente elevada - 1.05 na amostra global - apresentando-se por isso, de forma bem destacada do conjunto quando visto no histograma. Por esta razão, esta amostra teve de ser descartada nas análises estatísticas, uma vez que sua presença provocava distorções nas correlações que mascaravam a análise.

No entanto, apesar da limitação mencionada, algumas observações puderam ser coligidas deste estudo, cuja importância maior encontra-se no fato de se tratar de testes feitos em escala de bancada, de forma absolutamente controlada e, portanto, livre das oscilações características de todo processo estudado em escala industrial.

A primeira observação importante refere-se ao efeito da sílica não liberada sobre a recuperação metálica da flutuação. Nesse caso, tal efeito foi medido na fração 200# por ser aquela que melhor refletiu os efeitos desta variável. Aqui também se verificou o efeito da queda da recuperação com o aumento da sílica associada, como nas amostras da usina. No entanto, a explicação aqui não pode ser dada em termos de "estrangulamento" da flutuação para se obter a sílica no concentrado final, uma vez que as condições de execução dos testes em bancada foram condições-padrão para se determinar a resposta da amostra a tais condições. Assim, pode ser observada uma influência real e danosa do aumento da sílica associada sobre a recuperação metálica.

A razão para tal fato pode estar na presença maior de especularitas. Ainda que falte o suporte de uma análise mineralógica quantitativa nestas amostras que, como foi dito, encontram-se em andamento, as observações qualitativas da mineralogia dão conta de um aumento relativo de especularitas quando aumenta-se o teor de sílica associada. Durante as análises mineralógicas de suporte aos trabalhos de campo do estudo geológico da jazida de Alegria também constatou-se uma forte associação entre as especularitas e a sílica incluída nos minerais de minério (não-liberação do tipo b).

Finalmente, uma última observação importante diz respeito à diminuição da sílica associada com o aumento da granulometria do concentrado (+325#). Tal fato, cruzado com as observações na usina, onde o aumento do percentual da fração +200# do produto final associa-se positivamente à presença de goethitas/hematitas porosas, vem corroborar mais uma vez essa ligação entre a sílica associada e as especularitas.

O grau de liberação mostrou-se uma variável importante, com influência bem marcada no processo de beneficiamento do minério. No entanto, as razões

subjacentes a esse fato ainda são poucas conhecidas e deverão ser objeto de estudo futuro para uma melhor compreensão da influência dessa variável e suas causas fundamentais, de forma a se obter um melhor controle da mesma tanto na mina quanto na usina.

#### 4. CORRELAÇÕES DE DADOS MINERALÓGICOS COM PARÂMETROS DE USINA

O estudo de correlações entre a mineralogia determinada em lupa binocular e os diversos parâmetros de usina são apresentados a seguir. Procurou-se organizar a discussão esgotando-a para cada mineral isoladamente, mostrando-se os diversos parâmetros de usina aos quais este mineral se relaciona.

##### 4.1. Limonita

As correlações determinadas para a limonita já foram bem discutidas no item especificamente destinado às considerações sobre esse mineral. Complementando aquela discussão chama-se a atenção apenas para duas outras constatações. Uma razoável tendência de um incremento percentual de limonita gerar um maior consumo de amido, provavelmente devido ao aumento da área superficial provocada pela maior presença de finos relacionados à limonita. E uma expressiva correlação entre a limonita alimentada à usina e a produção final que cai de forma acentuada com o incremento de limonitas. Daí deduz-se a necessidade de se controlar a presença de limonitas na alimentação da usina para obtenção de produtos mais nobres com produções mais elevadas.

##### 4.2. Goethita / hematita porosa

A goethita e a hematita porosa, apesar de serem dois minerais totalmente distintos, são praticamente indistinguíveis em lupa binocular. Por essa razão, as análises de correlação foram feitas para uma mistura desses dois minerais. No entanto, devida à íntima associação entre eles, a análise não fica comprometida e os resultados apresentados mantêm sua validade.

A goethita é um óxido de Fe hidratado que devido à sua quantidade relativa nos minérios ser bem superior ao das limonitas (que também é um óxido de Fe mais hidratado que a goethita) torna-se a principal responsável pelo PPC do minério de Alegria.

Devido a essa hidratação, a cela unitária de goethita possui menos Fe que a da hematita (62,9% e 70%, respectivamente). Por isso, a presença de uma maior quantidade de goethitas significará um concentrado mais pobre em conteúdo metálico ao passo que a maior presença de especularitas implicará no contrário.

A goethita, particularmente a de origem secundária, é forte responsável no aprisionamento de fósforo, da mesma forma que a limonita. Com sua abundância é maior que a deste mineral, a goethita passa a ter uma importância relativa maior para o controle desta variável do que a limonita.

Quanto à influência das goethitas no consumo de reagentes observou-se uma correlação positiva delas com o consumo de soda e o consumo de floculantes. A propósito do consumo de soda, determinou-se uma correlação interessante que indica que a falta de adição de soda leva a uma perda de recuperação, uma vez que as goethitas/hematitas porosas aumentam sua incidência no rejeito das colunas.

##### 4.3. Hematita especular (Especularita)

Como já mencionado anteriormente, as especularitas se associam aos minérios mais "limpos", ou seja, àqueles minérios menos aluminosos, menos fosforosos e, em decorrência, menos geradores de lamas. A consequência imediata desse fato é uma mais fácil obtenção da especificação de sílica no concentrado final, o que faz os minérios especularíticos mais recomendáveis para a utilização em campanhas de maior rigor quanto à especificação de sílica.

Uma das características negativas mais marcantes da especularita diz respeito à sua facilidade de ser perdida para o rejeito, particularmente o rejeito das colunas. Quase todo o Fe existente no rejeito da coluna, particularmente quando problemas operacionais não interferiram, deve-se às especularitas. Assim um estudo da possibilidade de recuperação dessas especularitas adquire importância, principalmente por ser a especularita, na mina de Alegria, um mineral bem menos abundante que o de Germano.

##### 4.4. Quartzo

Por sua peculiar característica de ser o principal mineral de ganga, o quartzo funciona como uma espécie de contra-molde das observações anteriores.

O primeiro fato que sobressai é o aumento de quartzo no concentrado da usina quando se aumenta o PPC do concentrado. Naturalmente isso significa um aumento do PPC na alimentação da usina. Como foi visto anteriormente, tal fato se associa à alimentação de minérios com mais goethitas e limonitas e, portanto, mais geradores de lama. A presença de lama em excesso, com o acréscimo de alumina que tal implica, torna-se um fator dificultador da obtenção da especificação final de sílica no concentrado, pela dificuldade em flutuar o quartzo.

Outra relação estabelecida anteriormente, referente à perda de especularitas no rejeito da coluna, é referenciada pelo aumento da presença de quartzo no rejeito da coluna quando se incrementa o PPC na alimentação da usina. Tal fato significa uma alimentação mais rica em goethitas que não apresentarão problemas de perdas para o rejeito das colunas.

Finalmente, demonstrou-se que a presença de quartzo no espessador (ou seja, mais sílica no produto final) relaciona-se à diminuição de soda. Tal fato provavelmente significa a falta de soda como dispersante, promovendo uma deslamagem deficiente e gerando-se a dificuldade da remoção do quartzo.

## 5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho preocupou-se em discutir dados levantados durante trabalhos de caracterização tipo-lito-estrutural do minério da Mina de Alegria, procurando detectar as principais variáveis de efeito sobre o processamento do minério. Conquanto os dados e relações aqui apresentados não possam conduzir a conclusões definitivas, permitem, entretanto, a indicação de caminhos mais seguros a serem seguidos no entendimento e tratamento de minérios sujeitos a processamento prévio para deles se extrair produtos economicamente atrativos.

O aprofundamento do estudo, no caso da Samarco, está levando à necessidade de se caracterizar a mineralogia em todas as amostras de testemunhos de sondagem, com o uso do microscópio petrográfico. Com a realização deste tipo de atividade, o domínio sobre o minério crescerá ainda mais levando a um maior subsídio quanto a uma exploração mais racional, tanto técnica quanto economicamente.

## 6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Samarco Mineração S.A. a autorização para a divulgação deste trabalho.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- (1) ARAÚJO, A.C. and COELHO, E.M., 1990 - Effect of Aluminum Aqueous Species on the Amine Flotation of Quartz. Society for Mining, Metallurgy and Exploration Inc. Transactions Vol. 290 - pp 1929-1934.
- (2) ARAÚJO, A.C., 1982 - Influência de Ions de Alumínio e Caolinita na Flotação Catiônica Reserva de Quartzos e Hematita. MS thesis, UFMG, p. 121.
- (3) LOPES, S.L. e GUIDOLIN, J.A., 1989 - Interpretação de Análise de Solo - Conceitos e Aplicações. ANDA - Boletim Técnico nº 2, p. 50.
- (4) ANDA - Comitê de Pesquisa, 1986 - Acidez do Solo e Calagem. ANDA - Boletim Técnico nº 1.
- (5) COELHO, L.H., 1993 - Caracterização Tecnológica de Pelotas Queimadas de Minério de Ferro - Morfologia da Hematita vs. Resistência Físico-Mecânica - SAMARCO MINERAÇÃO S/A - Relatório Interno, inédito.

# MÉTODO DE CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DE MINÉRIO - DIRETRIZES PARA APLICAÇÃO A MINÉRIOS DE FERRO DOS TIPOS "SINTER FEED" E "PELLET FEED"

CÉSAR MENDONÇA FERREIRA - DEPT<sup>o</sup> DE GEOLOGIA DA ESCOLA DE MINAS-UFOP

## OBSERVAÇÃO PRELIMINAR

Esta metodologia foi desenvolvida a partir dos trabalhos de Bérubé e Marchand (1983), Bérubé (1984) e troca de experiências com o Eng<sup>o</sup> Geólogo Luiz Henrique Coelho.

## PRINCIPAIS ÍTENS DA ROTINA DE TRABALHO

a) A caracterização é feita por faixa granulométrica. A fração granulométrica com teor inferior a 5% é incorporada à contígua de menos valor. De cada fração é feita uma preparação (pastilha polida ou lâmina delgada polida) adequada para microscopia ótica.

b) Para obterem-se resultados com margem de erro inferior a 3%, faz-se a observação de pelo menos 500 partículas, por fração granulométrica, ou de 3.000, para margem de erro de até 1%.

c) Para o caso de "sinter feed", recomenda-se a separação preliminar nas malhas 3#, 8#, 24#, 48#, 100#, 150# e 200#. A quantificação das frações abaixo de 24# é feita em microscópio ótico, enquanto nas frações acima, a quantificação é feita em microscópio estereoscópico usando-se as partículas soltas, após uma observação qualitativa das preparações.

d) Para o caso do "pellet feed", é feita a separação em um mínimo de 3 até 7 um máximo de 6 malhas, resultando de 4 a 7 preparações. A quantificação de todas as frações é feita em microscópio ótico.

e) Após o peneiramento mede-se o volume retido em cada malha para a obtenção de uma análise granulométrica volumétrica.

f) Após a caracterização, é feita a ponderação dos teores obtidos por faixa granulométrica, usando-se coeficientes obtidos na análise referida no ítem acima. A totalização dos teores ponderados de cada constituinte, permite obter o seu teor na amostra como um todo.

## TIPOS DE OBJETOS DE QUANTIFICAÇÃO EM CADA PARTÍCULA

### 01 - Tipos de hematita:

#### a) Hematita metamórfica:

- hematita monocristal, maciça, superfície lisa e forma geralmente tabular;

- agregado de cristais de hematita, poroso, superfície rugosa, forma achatada ou granular;

#### b) Hematita secundária (supergênica):

- hematita resultante da oxidação da magnetita (martita), pouco a muito porosa, superfície rugosa e forma geralmente granular;

- hematita muito porosa e de aspecto terroso, micro a criptocristalina, de superfície muito rugosa;

c) Hematita sedimentar - tem as mesmas características da hematita muito rugosa descrita acima.

### 02 - Tipos de óxidos de ferro hidratados:

a) goethita maciça com estrutura radial ou botrioidal;

b) goethita porosa chegando, às vezes, a ter um aspecto terroso;

c) limonita, geralmente de aspecto terroso e baixa coesão, sendo muito rara nos produtos de beneficiamento.

### 03 - Outros minerais:

a) quartzo, geralmente com forma granular;

b) magnetita, ocorrendo quase que exclusivamente como parte de partículas mistas com martita;

c) com teores, no conjunto, geralmente inferiores a 1%, podem ser encontrados minerais de manganês, torrões de caulim, de sericita, mais raramente, cianita e rutilo.

### 04 - Aspectos texturais e estruturais:

- tipos de associações mineralógicas, do que se obtém o coeficiente de liberação;

- relação de "envolvimento" do mineral minério com a ganga.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Após um exame qualitativo das preparações, e faz-se a delimitação dos objetos de quantificação, de maneira a se atingir de maneira mais eficaz a finalidade da análise.

A caracterização obtida é volumétrica, mas pode ser transformada em ponderal quando necessário.

Os dados obtidos com essa metodologia de caracterização vem permitindo uma avaliação mais eficaz de processos de beneficiamento, bem como a compreensão de alguns aspectos do acompanhamento metalúrgico de alguns minérios, tendo como consequência uma reavaliação de depósitos do tipo

itabirítico e a consequente reformulação dos planos de lavra.

### BIBLIOGRAFIA

BÉRUBÉ, M.A. E MARCHAND, J.C. - Etudes de libération des

minerais à l'Université Laval (Québec). Montreal, CIM Bulletin, February 1983. p. 54-64. Volume 76, nº 850  
BÉRUBÉ, M.A. - Influence de la composition minéralogique du minéral sur des performances des procédés de broyage et de flottation ou concentrés nº 1 de Mines Gaspé (Murdo chville, Québec). Montreal, CIM BULLETIN, December, 1984. p. 54-62. Volume 77, nº 872.